

UNIVERSIDAD DE PINAR DEL RÍO "Hermanos Saíz Montes de Oca"
FACULTAD DE GEOLOGÍA Y MECÁNICA
DPTO. DE GEOLOGÍA



**ESTRUCTURA Y METAMORFISMO DEL ÁREA LA SIERRITA, MACIZO
ESCAMBRAY, CUBA CENTRAL.**

Tesis presentada en opción al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

Ana Ibis Despaigne Díaz

Pinar del Río 2009

UNIVERSIDAD DE PINAR DEL RÍO "Hermanos Saíz Montes de Oca"
FACULTAD DE GEOLOGÍA Y MECÁNICA
DPTO. DE GEOLOGÍA



**ESTRUCTURA Y METAMORFISMO DEL ÁREA LA SIERRITA, MACIZO
ESCAMBRAY, CUBA CENTRAL.**

Tesis presentada en opción al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

Autor: MSc. Ana Ibis Despaigne Díaz

Tutores: Dr. Dámaso Cáceres Govea
Dr. Antonio García Casco
Asesor: Dr. Guillermo Millán Trujillo

Pinar del Río 2009

AGRADECIMIENTOS

La realización de una tesis doctoral no es posible sin el apoyo de muchas personas. Agradezco la ayuda prestada por todos mis colegas del Dpto. de Geología de la Universidad de Pinar del Río, quienes ocuparon mis responsabilidades durante mi trabajo y supieron devolverme sonrisas en los tiempos más difíciles. Ellos han sido un apoyo invaluable durante estos cuatro años de investigación y esfuerzo. A mis amigas Irma y Sandra por estar ahí siempre. A mis compañeros de la empresa Geominera de Santa Clara por la preparación de las muestras y los préstamos de materiales. A mis colegas Dr. Jorge L. Cobiella, Dra. Esther María Cruz y Dr. José Francisco Lastra por las discusiones provechosas acerca del tema de trabajo. Agradezco a mi familia por cuidar de mi hijo para mis campañas de campo, a mis padres por ser la luz de mi camino, a Mary, Joyci e Isaias por su apoyo durante todos estos años. Quisiera agradecer especialmente haber conocido al Dr. Antonio García Casco de la Universidad de Granada, España quien me brindó su ayuda desinteresada y me introdujo en las técnicas de los estudios petrológicos, me enseñó, me guió y se convirtió en mi amigo. Las discusiones arduas con él mejoraron considerablemente mi trabajo, gracias Antonio. Mi agradecimiento para mis amigos del poblado La Sierrita en el Escambray cienfueguero quienes me apoyaron en todas mis campañas de campo y me brindaron su bonita amistad. Gracias a Evelina, Gergar, Felipe, Zunilda y Rosita, y también a todos los pobladores rurales de la zona de trabajo por servir de guías en los lugares más intrincados, a TODOS mi más especial agradecimiento.

A mis amigos de la Universidad de Granada Jose Mary, Sandra, Idael, José María, Inés, Concha. A Elena por su sonrisa y amistad. Gracias a todos por su apoyo. A Guillermo Millán por su pasión por las rocas metamórficas de Cuba, por brindarme su apoyo y su sabiduría, por su gentileza de sugerir un área de trabajo. Dedico esta tesis, en gran medida a él, esperando haber contribuido con un grano

de arena al conocimiento del macizo Escambray, esa área tan compleja de la geología de Cuba. A mi amiga y Dra. Yamirka Rojas Agramonte, por su amistad, por estar siempre ahí cuando la necesité. Gracias Yami. A Dámaso por ser la persona que más ha confiado en mí y en mi trabajo siempre y por ser, sobre todas las cosas, un invaluable amigo.

Finalmente dedico en especial esta tesis a mi compañero de la vida, Ciro, por estar a mi lado bajo disímiles circunstancias, en tiempos buenos y malos, por su amor y paciencia, comprensión y apoyo moral. Sin tí, nada de esto hubiera sido posible. Por cuidar de nuestro hijo y confiar. A mi hermana Norita, que ya no está, pero estará siempre en lo más profundo de mi corazón,

Ana Ibis

DEDICATORIA

A mi hijo Julio César, mi esposo Ciro y a mi familia,.....ELLOS han sido la luz que guía mi vida.

*“Happy are those who dream dreams
and are ready to pay the price
to make them come true!...”*

*Felices son aquellos que sueñan
y están listos para pagar el precio
de hacerlos realidad!*

L.J Cardinal Suenens

SÍNTESIS

El presente trabajo comprende un estudio estructural y petrológico de detalle en el área La Sierrita, que permitió revelar las características del metamorfismo y la tectónica de dos unidades regionales del Escambray. Las unidades tectónicas I y III. El área se caracteriza por una estructura nappe escamada, gestada durante procesos de subducción y colisión intraoceánica en el Cretácico Superior. Se ha revelado la existencia de cinco fases de deformación (**D₁-D₅**) asociadas a estos procesos. A partir de estos resultados se postula un modelo evolutivo para el Escambray con la evolución tectonometamórfica de estas unidades.

La unidad de alta presión (nappe Monforte) se insertó en una zona de subducción de dirección suroeste durante el Cretácico Campaniano tardío, y sufrió un metamorfismo en facies de esquistos azules, mientras que las unidades La Sierrita, Yaguanabo y Río Chiquito penetraron a menores profundidades y se metamorfizaron en facies de esquistos verdes durante la fase **D₁**. El pico metamórfico ocurrido en esta fase revela trayectorias P-T de 11 kbar y 400° C. La fase **D₂** se caracteriza por un incremento de temperaturas que pueden alcanzar desde 400°C hasta 480° C, relacionado a la disminución del ángulo de la subducción, y a procesos de acreción e inicio de la exhumación de las unidades. Horizontes de serpentinitas y zonas de cizalla paralelos a S₂ indican inicio de la exhumación durante D₂. Los indicadores cinemáticos estudiados revelan movimientos de los nappes hacia el norte-noreste. Durante **D₃** las unidades continúan exhumándose y se consolida la estructura nappe escamada del área. En el Eoceno, se produce el levantamiento del Escambray y la formación de las cúpulas durante la fase D₄. Hacia el final del desarrollo geológico ocurren fallas transcurrentes diestras con desplazamientos noroeste-sureste, y la formación de fallas normales, más abundantes hacia el borde de la cúpula en la última fase de deformación (**D₅**).

ABSTRACT

A structural and petrological study in La Sierrita area constraints the overall structure and metamorphism of two tectonic units of Escambray: Unit I and III. The nappe structure was built up during Upper Cretaceous intraoceanic subduction/collision associated with five deformation phases (D_1 - D_5). A schematic model is proposed for the tectonometamorphic evolution of Escambray units from Upper Cretaceous until recent.

The high pressure Monforte nappe, was buried in a southwest dipping subduction zone during Late Campanian and suffered a high pressure metamorphism (blue schist). La Sierrita, Yaguanabo and Río Chiquito nappes penetrated at a shallower level and suffered a green schist facie metamorphism during the D_1 deformation. Peak metamorphism during this stage indicates conditions of 11 kbar and 400° C. A temperature raise related to heating due to swallowing of the subduction angle, accretion and exhumation initiation of tectonic units occurred in D_2 reaching from 400° up to 480° C. Serpentinites lenses and shear zones parallel to S_2 foliation indicate exhumation started during D_2 deformation. Kinematics' indicators in all nappes demonstrated north-northeast tectonic transport. In D_3 exhumation continues and the nappe structure was finally built up causing an inversion of metamorphic units with Monforte nappe at the top and the green schist units (La Sierrita, Yaguanabo and Río Chiquito) at the base. In Middle Eocene Escambray raised up from the depth as a core complex and the dome-like structure formed. At the final stage of Escambray configuration strike slip faults with northwest-southeast displacement formed related to D_5 deformation. The last tectonic event reported in the area is associated with normal faults, more abundant towards the dome rim.

INTRODUCCIÓN.....	4
CAPÍTULO I. GEOLOGÍA REGIONAL	8
1.1 Marco geotectónico del Caribe	8
1.2 Síntesis de la constitución geológica de Cuba.....	11
1.3 Síntesis de la Geología de Cuba Central.....	14
1.3.1 Geología del macizo Escambray.....	16
1.3.2. Reseña histórica de los trabajos en el macizo Escambray y antecedentes de la investigación.	18
1.4. Estratigrafía	20
1.4.1. Unidades litoestratigráficas pertenecientes a la Unidad tectónica III (protolito Jurásico).	21
1.4.2. Unidades litoestratigráficas pertenecientes a la unidad tectónica I (protolito Jurásico y Cretácico).....	22
CAPÍTULO II. MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN	25
2.1. Trabajo de campo.....	25
2.2. Trabajos de laboratorio.....	26
2.2.1. Microscopio de polarización.....	26
2.3. Métodos analíticos.....	26
2.3.1. Microscopio electrónico de barrido (SEM)	26
2.3.2. Microsonda electrónica (EPMA)	27
2.4. Otros métodos de análisis.....	28
2.4.1. Análisis microtectónico en secciones delgadas orientadas.....	28
CAPÍTULO III. DESCRIPCIÓN GEOLÓGO ESTRUCTURAL POR PERFILES	29
3.1. Descripción geólogo estructural por perfiles.....	32
3.1.1 Perfil Cafetal-Gavilanes (CG)	33
3.1.1.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales del perfil CG.	34
3.1.2. Perfil Cafetal-Pico Blanco (CP).....	34
3.1.2.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales del perfil CP.	35
3.1.3. Perfil Sierrita - Monforte (SM)	35
3.1.4. Perfil Sierrita-Ocujal (SO)	38
3.1.5. Perfil Sierrita-Monforte ₂ (SM ₂).....	39
3.1.5.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales del perfil Sierrita Monforte ₂ (SM ₂).....	40
3.1.6. Perfil Guajimico-San José-Río Chiquito (GSR)	40
3.1.6.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales del perfil Guajimico-San José-Río Chiquito (GSR)	42
3.1.7. Perfil Playa Yaguanabo-Yaguanabo Arriba (YG)	43
3.1.7.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales medidos en el perfil Yaguanabo (YG).	45
3.1.8. Perfil Caleta de Muñoz-El Colorado (C)	46
3.1.8.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales medidos en el perfil Caleta de Muñoz (C)	49
CAPÍTULO IV. ESTRUCTURA GEOLÓGICA Y FASES DE DEFORMACIÓN	50

4.1. Estructura de nappes del área La Sierrita. Caracterización estructural.....	50
4.1.1. Nappe Monforte	50
4.1.2. Nappes de las rocas metamorizadas en facies de esquistos verdes (GSFU)	51
4.1.2.1. Nappe La Sierrita	51
4.1.2.2. Nappe Yaguanabo.....	55
4.1.2.3. Nappe Río Chiquito	56
4.2. Generalidades de las estructuras macro y mesoscópicas	57
4.2.1. Relación entre S_2 y S_3	58
4.2.2. Fallas y grietas	59
4.3. Análisis microtectónico en secciones delgadas orientadas	59
4.3.1. Nappe Monforte	59
4.3.2. Nappe Yaguanabo.....	62
4.3.3. Nappe Río Chiquito	62
4.4. Fases de deformación	63
CAPÍTULO V. PETROLOGÍA	67
5.1. Tipos de rocas y microestructuras.....	67
5.1.1. Rocas metamorizadas en facies de esquistos verdes (metamorfitas de bajo grado).....	68
5.1.1.1. Esquistos carbonatados.....	68
5.1.1.2 Mármoles.....	68
5.1.1.3 Rocas calcosilicatadas (calcoesquistos)	69
5.1.1.4 Metapelitas.....	70
5.1.1.5 Metapsamitas	71
5.1.1.6. Rocas metavolcánicas (metabasitas).....	72
5.1.1.7 Rocas metaultramáficas.....	74
5.1.1.7.1 Serpentinitas antigoríticas	74
5.1.1.8 Esquistos actinolíticos talcosos	74
5.1.1.9 Epidotitas	75
5.1.2 Rocas metamorizadas en facies de esquistos azules (metamorfitas de alta presión y bajo grado).	76
5.2. Química mineral	77
5.2.1. Fengita	78
5.2.2. Anfíbol	81
5.2.3. Granate.....	82
5.2.4. Clorita	84
5.2.5. Biotita.....	85
5.2.6. Feldespatos.....	87
5.2.7. Epidota	87
5.3. Termobarometría.....	88
5.3.1. Condiciones P-T y trayectorias.....	88
CAPÍTULO VI. EVOLUCIÓN TECTONO METAMÓRFICA DE LAS UNIDADES DE NAPPES DEL ÁREA LA SIERRITA EN LA CÚPULA DE TRINIDAD, MACIZO ESCAMBRAY.....	92
6.1. Origen de los protolitos del Escambray	92
6.2. Evolución tectonometamórfica de las unidades	94
CONCLUSIONES	101

RECOMENDACIONES.....	104
BIBLIOGRAFÍA.....	105

ANEXOS GRÁFICOS

Anexo 1. Columna geológica generalizada del macizo Escambray.	125
Anexo 2. Diagrama de flujo con la metodología de la investigación.	126
Anexo 3. Mapa geológico del área con ubicación de los perfiles realizados.....	127
Anexo 4. Mapas de ubicación de puntos de observación de los perfiles geólogo-estructurales..	129
Anexo 5. Mapa de ubicación de puntos de observación de los perfiles Sierrita-Ocuja (SO), Sierrita-Monforte (SM) y Sierrita-Monforte 2 (SM ₂).....	130
Anexo 6. Mapa de ubicación de puntos de los perfiles en la zona suroeste.	131
Anexo 7. Perfiles geólogo-estructurales en la parte norte del área.	132
Anexo 8. Perfiles geólogo-estructurales en la parte norte del área.	133
Anexo 9. Perfiles geólogo-estructurales en la parte suroeste del área.....	134
Anexo 10. Mapa tectónico del área.	136
Anexo 11. Representación esquemática del comportamiento de los elementos planares en el área.	138
Anexo 12. Mapa de ubicación geográfica de las muestras estudiadas.....	139
Anexo 14. Diagramas binarios de base catiónica para las micas blancas.	140
Anexo 15. Dibujo a partir de la imagen de rayos X de la banda de Na, de las muestras YG-17b y SR-65.	141
Anexo 16 a. Imágenes de rayos X de la muestra SM-82a, nappe Monforte.....	142
Anexo 16 b. Diagrama binario Si vs Al de las fengitas estudiadas.	143
Anexo 17. Composición de los anfíboles en calcoesquistos y metabasitas en los nappes de las GSFU y Monforte.	143
Anexo 18 a. Diagrama ternario que muestra la composición de los granates en las muestras estudiadas.....	145
Anexo 18 b. Diagramas ternarios para la clasificación de los granates de las muestras CP-73, SM-45 y SM-82.	145
Anexo 19 a. Diagramas binarios de composición de la clorita en todas las muestras.	146
Anexo 19 b. Diagramas binarios de composición de la clorita en las muestras analizadas de todos los nappes.	146
Anexo 20 a. Diagrama binario Al vi vs Mg # ($=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) de composición de las biotitas.	147
Anexo 20 b. Diagramas de variación binarios de base catiónica de las biotitas.....	147
Anexo 21 a. Diagramas de base catiónica Na vs Ca para la clasificación de las plagioclasas.	148
Anexo 21 b. Diagrama binarios de base catiónica Al vs Fe^{3+} de las epidotas.....	148
Anexo 22. Diagramas P-T con la evolución propuesta para las rocas estudiadas.	148
Anexo 23. Evolución P-T propuesta para las rocas estudiadas.....	150
Anexo 24. Modelo evolutivo del Escambray, complejos adyacentes y unidades estudiadas.....	151
Anexo 25. Evolución P-T de las rocas estudiadas en la cúpula de Trinidad, comparadas con las unidades de la cúpula Santi Spiritus y el complejo Samaná en Republica Dominicana.....	152

ANEXOS TEXTUALES

Anexo 27. Tablas de estimados visuales de minerales analizados en el microscopio petrográfico.	153
Anexo 29. Tablas de fases de deformación por nappes.	157
Anexo 30. Tablas de resultados de análisis químico de micas	160
Anexo 31. Tablas de resultados de análisis químico de anfíboles	168

Anexo 32. Tablas de resultados de análisis químico de granates.....	171
Anexo 33. Tablas de resultados de análisis químico de clorita.....	173
Anexo 34. Tablas de resultados de análisis químico de biotita	178
Anexo 35. Tablas de resultados de análisis químico de feldespatos	180
Anexo 36. Tablas de resultados de análisis químico de epidotas	184

INTRODUCCIÓN

El macizo Escambray es considerado la zona de más alta complejidad geológica del territorio cubano, y probablemente del dominio Caribeño. Posee una estructura interna compleja que se refleja en la yuxtaposición de unidades tectónicas con diferente grado de metamorfismo (Millán, 1997c). La intensa tectónica de colisión ocurrida en Cuba durante el Cretácico tardío-Paleógeno temprano, implica movimientos tectónicos de dirección noreste, que provoca la imbricación de las diferentes unidades que conforman actualmente el cinturón plegado (Iturralde-Vinent, 1994, 1998, 2008). La posición del Escambray en la pila tectónica es la menos estudiada, existiendo en la literatura geológica trabajos que reportan diferentes situaciones y tipos de movimientos del Escambray con las unidades adyacentes, tanto de dirección como sentido (Stanik *et al.*, 1971; Somin y Millán, 1981; Stanek *et al.*, 2006). Los datos sobre metamorfismo en cambio, son más uniformes. Los diferentes autores reportan la existencia de un metamorfismo de alta presión, y uno más joven en facies de esquistos verdes, asociados a la inserción del macizo en una zona de subducción (Millán 1997c; Grevel, 2000; Schneider *et al.*, 2004; García Casco *et al.*, 2006; Stanek *et al.*, 2006). Los datos sobre estructura geológica y petrología de detalle, se remiten solo a la cúpula de Sancti Spiritus (Grevel *et al.*, 2000; Schneider *et al.*, 2004; García Casco *et al.*, 2006; Stanek *et al.*, 2006). La totalidad de estudios petrológicos detallados en el Escambray, se han basado en el metamorfismo de alta presión, mientras que la unidad que comprende las rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes está pobremente estudiada.

Las zonas metamórficas son particularmente interesantes debido a que las secuencias metamorfizadas son ricas en estructuras planares y lineales. Los minerales guardan evidencias de todos los procesos de deformación ocurridos, y se convierten en un instrumento potente de análisis de deformaciones, tanto a nivel macro como microtectónico (Passchier y Trouw, 1998). Las

estructuras encontradas en rocas de niveles profundos de los cinturones orogénicos, son diferentes a las encontradas en niveles superiores de la corteza terrestre. La diferencia fundamental está dada por la acción de factores, como presión y temperatura en los niveles profundos, que se manifiestan en diferentes estructuras de carácter dúctil, y un intenso plegamiento. Los pliegues son más característicos que las fallas y se forman una serie de superficies planares (esquistosidad, clivaje, etc). En estos casos, existe una intensa recrystalización de los minerales bajo compresión, que se registra como una orientación preferente, que produce fábricas planares y lineales en las rocas metamórficas (Turner y Weiss, 1963; Wood, 1974; Hobbs, 1986; Park, 1989). En niveles más someros predominan las estructuras desarrolladas en el campo dúctil-frágil y frágil, con desarrollo de grietas de diversos tipos (cizalla, cizalla conjugada, extensión, híbridas conjugadas, grietas en escalón), y también fallas (Mc Clay, 1987). Las estructuras planares están representadas principalmente por las descritas con anterioridad, y otros como clivaje de fractura y pliegues. También son ricas las estructuras lineales (Price y Hancock, 1972; Platt y Vissers, 1980; Mc Clay, 1987). De lo anterior se deduce que el mapeo estructural de detalle revela los diferentes niveles estructurales en los cuales se han deformado las secuencias rocosas. Es muy importante además el estudio de estas superficies a nivel microscópico. Mediante éste, se revelan los mecanismos que provocan las deformaciones en los minerales y que ocurren a escala de grano. Las microestructuras que se observan a escala microscópica son el resultado de la acción de estos mecanismos, y se convierten en una herramienta importante en la identificación de los procesos de deformación que han afectado a las rocas (Passchier y Trouw, 1998).

Diseño teórico de la investigación

Problema: Escaso grado de estudio de la estructura interna de la cúpula de Trinidad, su evolución tectonometamórfica, las fases de deformación que generaron su configuración, así como el

metamorfismo y las deformaciones de las rocas metamorizadas en facies de esquistos verdes (unidad I), lo que genera incertidumbre acerca de la evolución tectonometamórfica del macizo, el sentido de los movimientos tectónicos ocurridos, y si la unidad I estuvo o no insertada en una zona de subducción durante el Cretácico tardío.

Objeto de estudio: Área La Sierrita en la cúpula de Trinidad, macizo Escambray

Objetivo general: El desciframiento de macroestructuras, microestructuras y petrología en un área de detalle, para establecer la evolución tectonometamórfica del área La Sierrita, la cúpula de Trinidad, y vincularla al resto del Escambray.

Objetivos específicos:

1. Definir la estructura geológica del área La Sierrita y las diferentes fases de deformaciones que afectaron las unidades presentes en esta área de la cúpula de Trinidad, macizo Escambray.
2. Correlacionar las deformaciones con los resultados de análisis microestructural en secciones delgadas orientadas y la química mineral, para establecer la evolución metamórfica y tectónica de estas unidades.
3. Descifrar las características del metamorfismo de la unidad de esquistos verdes (Unidad I) de la cúpula de Trinidad.
4. Establecer la sucesión cronológica de las deformaciones y la evolución tectometamórfica de las unidades teniendo en cuenta los datos geocronológicos existentes para otras áreas del macizo.

Hipótesis de trabajo:

Si se caracterizan las macroestructuras y microestructuras del objeto de estudio a través de varios perfiles regionales, con mediciones estructurales y secciones delgadas orientadas; así como, se analizan los rasgos petrológicos del metamorfismo, contando con análisis químico mineral y los datos geocronológicos ya existentes, se podrá ofrecer una evolución tectonometamórfica del área La

Sierrita y/o la cúpula de Trinidad y del macizo Escambray, y cómo ocurrió la incorporación del Escambray al cinturón plegado cubano.

Para llevar a cabo la investigación se seleccionó un área en el suroeste de la cúpula de Trinidad, con una superficie de 792 km² donde afloran rocas pertenecientes a dos unidades tectónicas regionales (I y III), (figura 1.4) dentro del área de premontaña y montaña del macizo Escambray en la provincia de Cienfuegos. Tiene buen grado de aflorabilidad y acceso. Afloran además cuerpos de serpentinitas, metabasitas y eclogitas intercaladas con los metasedimentos. Existe además un estudio de detalle a escala 1: 25 000 realizado por Millán y Álvarez Sánchez (1992) donde se estudió la secuencia estratigráfica de esta zona en particular, resultando el punto de partida de la presente tesis. De forma complementaria se utilizaron los datos del mapa geológico de Cuba a escala 1: 100 000.

Los resultados obtenidos poseen interés científico práctico, al ofrecer nuevos datos sobre la estructura interna de la cúpula de Trinidad, petrología, microfábricas, y química mineral de las rocas pertenecientes a las unidades I y III, así como las diferentes fases de deformación que tuvieron lugar en la configuración geológica del área. Se ofrecen las trayectorias P-T seguidas por las unidades involucradas, con el desarrollo de un modelo evolutivo de las deformaciones y el metamorfismo en el tiempo, que satisfacen los datos obtenidos, y contribuyen al conocimiento de la geología de la cúpula de Trinidad y del Escambray.

CAPITULO I. GEOLOGÍA REGIONAL

1.1 Marco geotectónico del Caribe

La isla de Cuba, junto a Española, Puerto Rico y Jamaica, forma parte de las Antillas Mayores del Caribe. El límite norte de la placa caribeña guarda vestigios de la actividad volcánica relacionada con zonas de subducción antiguas y también activas durante el Mesozoico y el Terciario (Iturralde-Vinent y Lydiak, 2006; Pindel *et al.*, 2005, 2006). Este hecho puede constatarse por la presencia de rocas volcánicas a lo largo de todo el margen (figura 1.1).

En vistas a un mejor entendimiento de la evolución tectónica del Caribe y de Cuba, se hace necesario considerar las definiciones de Proto Caribe y Placa Caribe. **El Proto Caribe** es una cuenca oceánica que se formó en el espacio creado entre las placas Norteamericana y Suramericana, producto de la desintegración de Pangea, durante el periodo Jurásico (Fig. 16, Pindel, 1985; Iturralde-Vinent, 1996a; Giunta, 2002). El origen y evolución de **La placa Caribe** es controvertido, y se comentará más adelante en este capítulo, sin embargo para una definición geográfica de la misma, se han considerado en este trabajo, los límites establecidos por Draper *et al.*, (1994); donde se plantea que “la placa Caribe se localiza aproximadamente desde Guatemala, a lo largo de la cresta Caimán; a través de Española y Puerto Rico, hacia la parte sur y a través de las Antillas Menores; y a lo largo de la parte norte del margen continental de América del Sur (aunque este límite está pobremente definido desde Trinidad y los Andes Meridionales); y finalmente culmina en la Costa oeste de América Central” (Fig 1.1, Draper *et al.*, 1994; Figura 1.1, este trabajo). Es importante destacar que el límite geográfico de la placa Caribe descrito, se corresponde con la configuración actual de la placa, cuando ya Cuba se encuentra acrecionada a la placa Norteamericana, ya que el desarrollo geológico de la placa Caribe ha tenido diferentes configuraciones en diferentes épocas. La separación del cinturón

plegado cubano de la placa Caribe estuvo asociada al desarrollo del límite transformante Swan-Cayman-Oriente, cuya edad se estima entre el Eoceno Medio y el Eoceno Superior (Mann *et al.*, 1995; Rojas-Agramonte *et al.*, 2005). En la actualidad Cuba se encuentra acrecionada contra la placa norteamericana.

El desarrollo geológico del Caribe ha sido muy complejo desde sus inicios, lo cual ha generado la postulación de diversos modelos geotectónicos (Ball *et al.*, 1969; Malfait y Dinkelman, 1972; Burke *et al.*, 1978; Pindell y Dewey, 1982; Sykes *et al.*, 1982; Burke *et al.*, 1984; Duncan y Hargraves, 1984; Donnelly, 1985; Pindell, 1985; Pindell *et al.*, 1988; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barrett, 1990; Stephan *et al.*, 1990; Sawyer *et al.*, 1991; Frisch *et al.*, 1992; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Meschede y Frisch, 1998; Meschede y Frisch, 1998; Mann, 1999; Pindell *et al.*, 2005; Pindell *et al.*, 2006), siendo un aspecto controvertido hasta nuestros días. **Existen dos grupos de modelos de la evolución del Caribe:** Uno que plantea la formación de la placa Caribe "in situ" (Meschede y Frisch, 1998; Donnelly, 1989; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a), y otro grupo que propone un origen Pacífico de la litosfera del Caribe (Duncan y Hargraves, 1984; Ross y Scotese, 1988; Pindell, 1985; Pindell y Barret, 1990; Stephan *et al.*, 1990; Pindell, 1994; Iturralde-Vinent, 1998; Mann, 1999). El primer grupo plantea la formación de la placa del Caribe en el espacio creado por la divergencia entre Norteamérica y Suramérica asociada a la ruptura de Pangea a partir el Jurásico, y el segundo grupo postula que la divergencia Mesozoica entre Norte y Suramérica creó el Protocaribe, que actualmente está desaparecida por subducción hacia el oeste, bajo la placa del Caribe. De acuerdo al segundo grupo, esta litosfera protocaribeña ha ido desapareciendo por procesos de subducción y divergencia entre las placas, y ha condicionado la deriva de la placa Caribe hacia el este. Se estima que la placa se mueve a razón de 1-2 cm por año (Draper *et al.*, 1994).

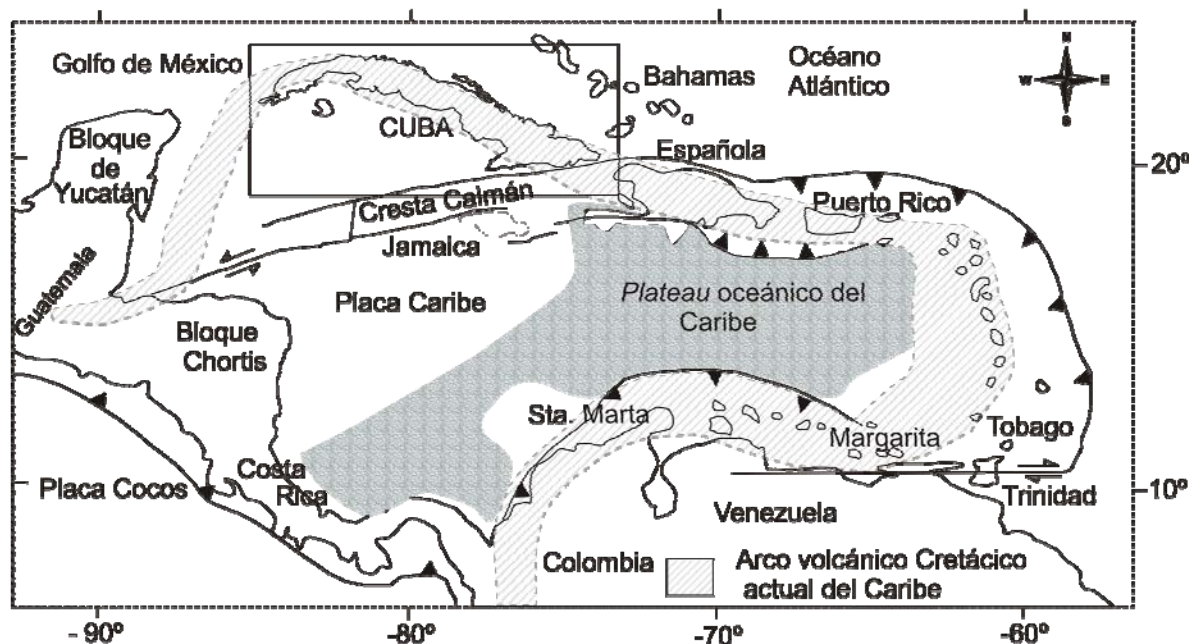


Figura 1.1. Configuración tectónica regional del área del Caribe con los principales elementos geológicos y tectónicos (compilado de Draper *et al.*, 1994; Mann, 1999; y Lewis *et al.*, 2006).

Los márgenes septentrional y meridional de la placa del Caribe poseen una componente direccional, siniestra en su parte norte, y diestra en su límite sur, mientras que los restantes márgenes oriental y occidental, son zonas de subducción donde se consumen litosferas oceánicas del Atlántico y el Pacífico, respectivamente (Donnelly, 1985; Frisch *et al.*, 1992; Meschede y Frisch, 1998, figura 1.1). Estos autores del segundo grupo, plantean además que una consecuencia de esta migración de la placa Caribe hacia el este, es la colisión con las plataformas continentales de Norte y Sur América, con la consiguiente formación de un gran cinturón orogénico en el área caribeña. Este cinturón se extiende desde Guatemala, las Antillas (Mayores, Menores y Holandesas) hasta Venezuela y Colombia. Su formación se relaciona con la naturaleza destructiva del margen septentrional de la placa del Caribe, hasta su colisión hacia finales del Cretácico a Terciario, con el margen pasivo de Norte América, i.e., plataforma de Bahamas y bloque de Yucatán (Pindell y Barret, 1990; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a; Mann, 1999; García Casco *et al.*, 2008). Es de destacar que el segundo grupo de modelos es el más aceptado en la actualidad, aunque se ofrecen constantes variantes a los mismos.

1.2 Síntesis de la constitución geológica de Cuba

La geología de Cuba ha sido dividida por Iturralde-Vinent (1998) en dos niveles estructurales básicos: el cinturón plegado y el neoauctóctono. El cinturón plegado está constituido por terrenos alóctonos de naturaleza continental y oceánica, y el neoauctóctono por secuencias y estructuras originadas y desarrolladas desde el Eoceno. La formación del cinturón orogénico está relacionada a una intensa tectónica de colisión, entre los arcos volcánicos oceánicos, y los márgenes continentales de Bahamas y Yucatán (Pszczolkowski y Flores, 1986; Iturralde-Vinent, 1996a; Gordon *et al.*, 1997; García Casco *et al.*, 2008), y ha generado la formación de olistostromas de edad Paleoceno–Eoceno Inferior.

Las unidades de naturaleza continental están compuestas por rocas de edad Jurásico-Cretácico, depositadas en ambientes de margen continental pasivo y que forman parte de la plataforma de Bahamas y del margen de Yucatán (bloque Maya, (figura 1.2). Dentro de la primera se encuentran los cinturones carbonatados de Remedios, Cayo Coco, Camajuaní, y Placetas (Khudoley, 1967; Meyerhoff y Hatten, 1974; Hatten *et al.*, 1988; Iturralde Vinent, 1994, 1998). También se ha considerado el macizo Asunción, en Cuba oriental, como un equivalente de las secuencias de Bahamas. El mismo está compuesto por dolomitas, calizas, silicitas metamorfizadas, filitas y lutitas, de edad Jurásico a Cretácico Inferior (Iturralde-Vinent, 1994, figura 1.2). Según Iturralde-Vinent (1996, 1997 y 1998) dentro de las secuencias del margen de Yucatán se encuentran los terrenos metamórficos, representados por los terrenos Pinos, Escambray y la faja Cangre (terreno Guaniguanico), localizados hacia el suroeste de la isla, antiguamente nombrados terrenos suroccidentales (Iturralde-Vinent, 1994), y que han sido metamorfizados en diferentes condiciones. El terreno **Pinos** (figura 1.2) es un terreno coherente con un metamorfismo de grado bajo a grado alto (Millán, 1975, 1997b), con condiciones de presión intermedia (hasta 750 °C, 11-12 kbar; García Casco *et al.*, 2001). El terreno **Escambray** (figura 1.2) presenta un metamorfismo que varía desde

condiciones de alta presión (facies de esquistos azules y eclogítica), hasta presiones moderadas a bajas (facies de esquistos verdes), (Somin y Millán, 1981; Grevel, 2000; Schneider *et al.*, 2004; Millán 1997c).

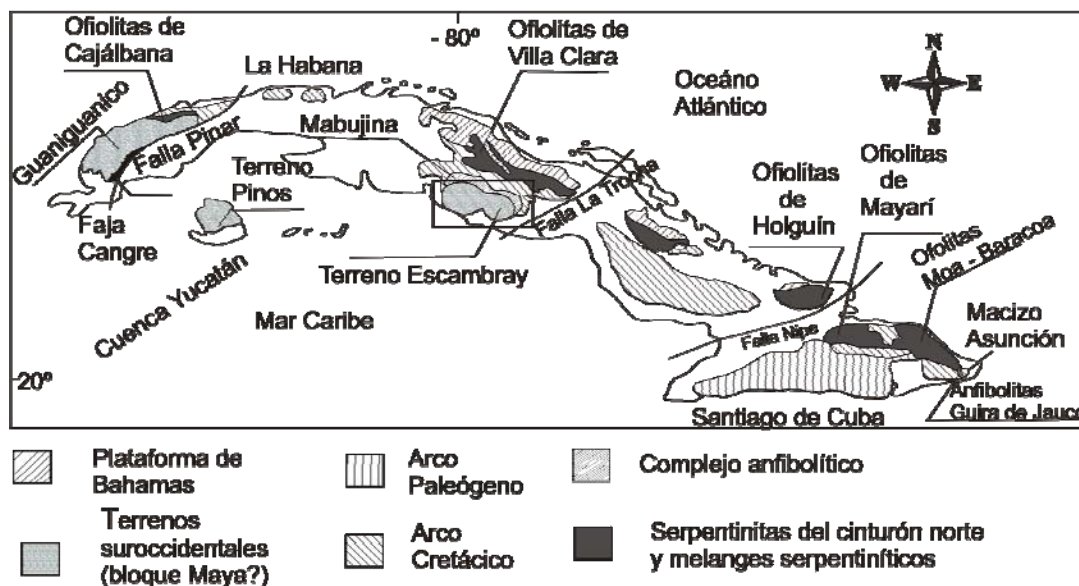


Figura 1.2. Mapa geológico general de Cuba (Iturralde-Vinent, 1998) con indicación de los elementos geológicos mencionados en el texto.

El terreno **Guaniguanico** con la faja metamorfozada Cangre, está situado en la porción occidental de Cuba (figura 1.2). Su metamorfismo es de grado muy bajo a bajo (Millán, 1972; Somin y Millán, 1981; Pszczolkowski y Albear 1985, Cruz-Gámez *et al.*, 2007), con rocas de alta presión en la faja Cangre (Cruz-Gámez *et al.*, 2007), localizada en el límite de la falla Pinar (figura 1.2). Es de destacar que no existe uniformidad de criterios sobre la posición de Guaniguanico como parte de los terrenos suroccidentales, al existir similitudes entre este y la plataforma de Bahamas, reconocidas desde los años 1980 por diferentes autores (Pszczolkowski, 1982, 1986; Pszczolkowski y Myczynski, 2003; Cobiella Reguera, 2000, 2005). Este aspecto ha llevado a estos autores a postular que Guaniguanico es parte integrante, o una prolongación de la plataforma de Bahamas, en contraposición con un origen del borde de Yucatán. Recientemente se ha considerado que estos terrenos metamórficos formaban parte de Caribeana (terrenos localizados onshore y offshore del margen de Yucatán), y que

han sido metamorfizados durante el Cretácico Superior, en una zona de subducción (ver García Casco *et al.*, 2008 para detalles).

Las unidades de naturaleza oceánica se componen por el cinturón de ofiolitas del norte cubano, y los arcos volcánicos Cretácico y Paleógeno. El cinturón de ofiolitas es una zona de sutura excelentemente aflorada en la parte norte de toda Cuba, desde Cajalbana hasta Baracoa, que se extiende a lo largo de más de 1000 km (figura 1.2), compuesto por todos los elementos de un complejo ofiolítico ideal (Fonseca *et al.*, 1984, 1990; Iturralde-Vinent *et al.*, 1986; Andó *et al.*, 1989; Iturralde-Vinent, 1996c; Kerr *et al.*, 1999), aunque aparecen muy desmembrados por la tectónica (Iturralde Vinent, 1994; Proenza *et al.*, 1999). Cobiella reguera (2005) plantea que las ofiolitas pudieron generarse tanto a partir de la litósfera oceánica originada durante la ruptura de Pangea (ofiolitas con edades entre Jurásico Superior hasta el Aptiano), como de la cuenca de retroarco o marginal del arco volcánico del Cretácico Temprano (ofiolitas con edades Aptiano y Albiano). Estudios recientes han revelado que el mismo no constituye un complejo único y coherente sino que está conformado por dos unidades estructurales diferentes: Una melange de subducción (mélange serpentínico con bloques de metamorfitas) en relación espacial con las ofiolitas pero genéticamente diferente a ellas, y que representa un relictos de zona de subducción; y las ofiolitas sensus strictus, como fragmentos de corteza oceánica (García Casco *et al.*, 2002, 2006, 2008; Iturralde-Vinent *et al.*, 2008).

En Cuba se han descrito cuatro sistemas de **arcos volcánicos**, ellos son: el Arco volcánico boninitico, el Arco volcánico primitivo (Arco PIA), el Arco volcánico Albiano-Campaniano y el Arco volcánico del Paleógeno (ver Iturralde-Vinent, 1996 d y e; Kerr *et al.*, 1999 para detalles), relacionados a procesos de subducción intra oceánicos. El arco volcánico Cretácico es el más extenso y potente. Su actividad finalizó en el Cretácico Superior Campaniano (Iturralde-Vinent, 1996d; Díaz

de Villalvilla, 1997; Kerr *et al.*, 1999). Comprende depósitos vulcanógenos sedimentarios de edad Aptiano-Campaniano, atravesado por rocas graníticas (Iturralde-Vinent, 1996d). El vulcanismo varía desde toleítico hasta calcoalcalino, aunque es fundamentalmente alcalino hacia la parte alta de las secuencias (Meyerhoff y Hatten, 1968; Díaz de Villalvilla *et al.*, 1985; Díaz de Villalvilla, 1997). Su basamento es de edad pre-Aptiano, representada en Cuba Central por el complejo Mabujina (anfíbolitas), y Guira de Jauco en Cuba oriental (figura 1.2). El arco volcánico del Paleógeno está restringido sólo a Cuba Oriental (figura 1.2) y muy posiblemente continúa en la cresta y el elevado de Caimán (Cobiella-Reguera, 1988) ; Siggurdsson *et al.*, 1998; Iturralde-Vinent, 1996) y también en La Española. Está conformado por potentes espesores de rocas efusivas y piroclásticas, las cuales son intruidas por plutones de granodioritas y granitos de tipo I cordillerano. Estos materiales afloran en el área de la Sierra Maestra. Según datos geoquímicos, el vulcanismo presenta una tendencia toleítica (Cazañas *et al.*, 1998), aunque también se ha reportado la presencia de rocas calcoalcalinas (Cobiella-Reguera, 1988; Méndez Calderón *et al.*, 1994, Rojas- Agramante *et al.*, 2006). La actividad volcánica duró hasta la parte baja del Eoceno Medio (Iturralde-Vinent, 1996d y e; Rojas-Agramonte *et al.*, 2004).

Los depósitos post orogénicos están representados por sedimentos terrígeno-carbonatados, poco deformados, de edad Eoceno Superior tardío al Cuaternario. Cubren discordantemente a las rocas que conforman al cinturón plegado. Los sedimentos forman cuencas sintectónicas (sobre los arcos volcánicos y ofiolitas del norte) formadas durante el Terciario, y cuencas postectónicas, las que conforman el neoautóctono (Iturralde-Vinent, 1995, 1998).

1.3 Síntesis de la Geología de Cuba Central

En Cuba Central se encuentra un corte completo de las diferentes unidades geológicas que conforman el territorio cubano, excepto, el arco volcánico Paleógeno (figura 1.2). Hacia el norte se

localizan los depósitos de la plataforma de Bahamas y más hacia el sur, son cubiertos tectónicamente por el cinturón de ofiolitas (ofiolitas de Villa Clara, figura 1.2). Las ofiolitas forman una serie de escamas tectónicas que han sido mezcladas y sobrecorridas hacia el norte; y estas a su vez, son cubiertas tectónicamente por las rocas del arco volcánico Cretácico (Iturralde-Vinent, 1996c y referencias citadas). Las edades K-Ar de las rocas de alta presión dentro de las ofiolitas, arrojan entre 130-60 M.a, con valores medios de 110 M.a (Somin *et al.*, 1992; Iturralde-Vinent *et al.*, 1996b; Schneider, 2000; García Casco *et al.*, 2002). Este ambiente denota la relación de estos cuerpos con zonas de subducción durante el Cretácico temprano (Somin y Millán, 1981; Somin *et al.*, 1992; Iturralde-Vinent *et al.*, 1996b; García Casco *et al.*, 2002).

El arco Cretácico, es un arco maduro, ampliamente desarrollado en la parte central de Cuba (figura 1.2). Sus rocas no fueron metamorfizadas, o experimentaron condiciones de muy bajo grado (Millán and Somin, 1981; Stanik *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez Sánchez, 1986). El arco volcánico descansa en contacto tectónico sobre el complejo Mabujina (figura 1.2).

El complejo Anfibolítico Mabujina es considerado la base de dicho arco (Somin y Millán, 1976; 1981; Dublan y Álvarez Sánchez, 1986; Millán 1996b). Estas rocas rodean tectónicamente al Escambray y afloran extensamente en la parte norte del macizo, formando una franja de 1.5 -10 km (figura 1.2). Compuesto por anfibolitas bandeadas, metagabros y metadioritas, metamorfizadas en facies de epidota-anfibolita (Millán, 1996). Intruyendo a las anfibolitas aparecen cuerpos de metaplagiogranitos y metatonalitas. De forma local, y cortando a estas secuencias se encuentran granodioritas post orogénicas y pegmatitas asociadas, cuyas edades radiométricas arrojan entre 88- 81 M.a (Grafe *et al.*, 2000; Blein *et al.*, 2003). En la posición más sureña se localiza el macizo metamórfico Escambray. Hacia el este, están afectados por la falla regional La Trocha (figuras 1.2), mientras que hacia el oeste de esta falla, aparecen depósitos post colisionales asociados a las cuencas posttectónicas (Iturralde-Vinent, 1994).

1.3.1 Geología del macizo Escambray

El macizo metamórfico Escambray posee un área aproximada de 1800 km² y forma parte de las montañas de Guamuhaya hacia la parte sur de Cuba central (figura 1.4). Está dividido en dos cúpulas: La cúpula Trinidad hacia el oeste y la de Sancti Spiritus hacia el este, separadas por la cuenca Terciaria de Trinidad (Millán, 1997c, figura 1.4). El Escambray forma una ventana tectónica bajo el complejo Mabujina (Somin and Millán, 1976; 1981; Dublan y Álvarez Sánchez, 1986; Millán, 1996b). Está compuesto por rocas metasedimentarias y metavolcánicas. Asociados a estas, aparecen cuerpos de eclogitas, esquistos azules, anfibolitas granatíferas, esquistos cuarzo micáceos con granate, metabasitas y cuarcitas que pueden encontrarse intercalados tanto en los metasedimentos como en zonas de melange serpentínico. La edad de los protolitos es Jurásico–Cretácico Inferior-Superior (anexo 1, Millán y Myczcinski, 1978; Millán y Somin 1981; Stanik *et al.*, 1981; Somin *et al.*, 1992, Millán 1997a; Pszczolkowski, 1978, 1999). Millán (1997c) identificó cuatro unidades tectónicas principales en el Escambray (figura 1.4) con historia y metamorfismo característicos. **La unidad I** (figura 1.4), agrupa rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes, y comprenden tanto los protolitos Jurásicos como Cretácicos. Está compuesta por metacarbonatos, esquistos cuarzo micáceos, mármoles, esquistos carbonatados y rocas metavolcánicas. Aparecen cuerpos de serpentinitas, metagabros y metadiabasas y no hay relictos de un metamorfismo previo de alta presión. **La unidad II** (figura 1.4) sufrió metamorfismo de alta presión y baja temperatura y está representada por mármoles, micaesquistos carbonatados con grafito, metavolcánicos, metareniscas y metapelitas. La edad del protolito se asume Jurásica.

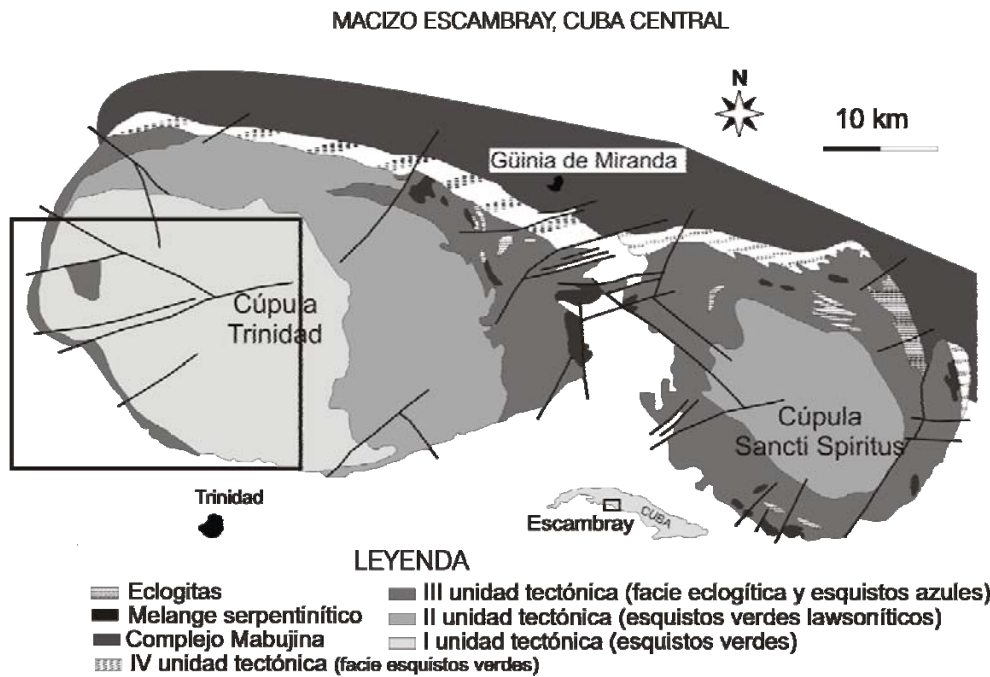


Figura 1.4. Unidades tectónicas principales del Escambray (Millán, 1997c) con la localización del área de estudio.

La unidad III aflora como un estrecho cinturón bordeando ambas cúpulas (figura 1.4). Compuesta por esquistos cuarzo micáceos con grafito, mármoles grafiticos y esquistos carbonatados. Los micaesquistos incluyen cuerpos de eclogitas, metabasitas, serpentinitas, micaesquistos granatíferos, y anfibolitas granatíferas. La secuencia muestra un metamorfismo de alta presión primario con un metamorfismo retrógrado sobreimpuesto, en las facies de esquistos verdes. **La unidad IV** solo aparece hacia la parte norte del macizo formando una franja estrecha y en contacto con las rocas del arco volcánico (figura 1.4). Esta unidad muestra un metamorfismo en facies de esquistos verdes sin evidencias de un metamorfismo de alta presión.

El patrón del metamorfismo está invertido con relación a las cúpulas. Las unidades menos metamorfizadas ocupan las posiciones estructurales más bajas (Unidad I), las metamorfizadas en facies de esquistos azules lawsoníticos ocupan una posición intermedia (unidad II) y las de mayor grado metamórfico se localizan en el tope de la pila tectónica (Millán 1997c, figura 1.4). Solo la

unidad IV no cumple este patrón. Las diversas condiciones metamórficas indican subducción en diferentes niveles estructurales (Schneider, 2004; Stanek *et al.*, 2006).

La formación de las cúpulas es considerado un proceso tardío, posterior al metamorfismo y plegamientos asociados, que se inició en el Maestrichtiano, y se prolonga hasta el presente (Millán y Somin, 1981; Dublan y Álvarez Sánchez, 1987; Stanek *et al.*, 2006). Recientemente Stanek *et al.*, (2006) ofrecieron un modelo tectónico diferente para la cúpula de Sancti Spiritus. Estos autores destacan tres unidades tectónicas dentro de Escambray nombradas: Pitajones, Gavilanes y Yayabo, que se corresponden de forma general a la clasificación establecida por Millán (1997c) con algunas diferencias. Según este modelo, el transporte tectónico de las unidades es hacia el noreste, y tuvo lugar durante los procesos de subducción y colisión del macizo con el arco volcánico Cretácico, y su acreción final con la plataforma de Bahamas. Los sedimentos de las cuencas adyacentes están inclinados hasta 40°, lo que indica un periodo largo de levantamiento del macizo (Stanik *et al.*, 1981). Se estima que el Escambray alcanza la superficie terrestre hace alrededor de 45 M.a, dada la aparición de cantos de rocas de alta presión en conglomerados del Eoceno Medio (Kantchev, 1978).

1.3.2. Reseña histórica de los trabajos en el macizo Escambray y antecedentes de la investigación.

En la época de 1884 se edita el primer mapa geológico de Cuba realizado por Fernández, M. de Castro y Pedro Salterain y Legarra. En este mapa, la Sierra de San Juan y Trinidad fueron establecidas como de edad Paleozoica (Silúrico y Devónico), y las montañas de Santi Spiritus, terciarias. En el año 1961 se realiza el primer levantamiento aeromagnético del Escambray, reconociéndose cuerpos intrusivos y numerosas dislocaciones tectónicas (Rimanov, 1961). Durante la década del 1900 se realizaron trabajos sobre yacimientos minerales (Maximov *et al.*, 1968 ; Bolotin, 1968; Pavlov, 1970), que contienen resúmenes de la estructura geológica de yacimientos polimetálicos dentro del

Escambray. Guillermo Millán y Mark L. Somin junto a otros geólogos, estudiaron los problemas fundamentales de la zona estructural facial Trinidad referentes a la tectónica, estratigrafía, litología y metamorfismo de las secuencias (Millán, 1972a; Millán y Somin, 1975, 1976, 1985 a y b; Millán y Myczynski, 1978; Somin y Millán, 1972, 1976, 1981). Estos autores revelan una edad Jurásica, y parte del Cretácico para las secuencias metamorfizadas del Escambray, y hacia el año 1973 dan la posibilidad de que se extienda hasta el Cretácico Superior; aunque las edades Cretácicas son ambiguas hasta nuestros días. Se encuentran restos de fósiles de amonites del Jurásico Superior por Millán y Myszyński (1978), y se establece con seguridad, la edad de Jurásico Inferior, llegando hasta el Cretácico Inferior (Butterlin, 1956; Nuñez Jiménez *et al.*, 1962; Judoley *et al.*, 1963, Furrázola Bermúdez *et al.*, 1964; Khudoley, 1967; Khudoley y Meyerhoff, 1971). Staník *et al.*, (1981) interpretan la existencia de sobrecorrimientos, con direcciones hacia el sur-suroeste, dentro de los límites del macizo, y diferencian el Litodema Yaguanabo. Millán y Pszczolkowski (1982) establecieron la existencia de una sucesión de metasilicitas y rocas arcillosas asociadas con mármoles y metareniscas, a la cual designaron como Litodema La Sabina, y se estudiaron los cuerpos de rocas metadiabásicas y metagabroides asociados a serpentinitas dentro de la misma. Se reconocieron además el Litodema Los Cedros (antigua Charco Azul), y El Tambor en el valle de Yaguanabo, por Millán y Somin (1984). Millán (1997c) plantea una redefinición de las unidades tectónicas del macizo, y surgen conceptos de "nappes". En los años 1994-2000 un grupo alemán introduce nuevos datos estructurales, y estimaciones de P-T para las diferentes unidades de la cúpula Santi Spiritus, y se ofrecen datos integrados sobre estructuras y metamorfismo, plateándose la relación de los mismos con un proceso de subducción y exhumación (Stanek *et al.*, 2006). Casi simultáneamente un grupo francés estudia aspectos sobre edades geocronológicas, y el metamorfismo de las rocas eclogíticas de alta presión en el Escambray (Schneider *et al.*, 2004). Se aportan nuevos datos sobre el metamorfismo de alta presión, y la procedencia de los bloques, derivadas de ambientes tipo MORB.

Adicionalmente, un grupo español liderados por García Casco *et al.*, (2006), introducen datos que complementan las observaciones ofrecidas por Schneider *et al.*, (2004) sobre estimaciones de P-T, y condiciones del metamorfismo retrógrado de las rocas de alta presión.

Tras las investigaciones realizadas en el macizo, han perdurado una serie de incertidumbres relacionadas con a) el problema de **las edades** de las secuencias primarias del macizo antes del metamorfismo, b) **el metamorfismo de facies de esquistos verdes**, su génesis y evolución en el tiempo, c) **las edades del metamorfismo de facies de esquistos verdes (Unidad I)**, el más joven del macizo, d) el origen *del Escambray* en la geología de Cuba y el Caribe es aún polémico, e) **La posición de las eclogitas, serpentinitas y bloques exóticos** es otro tópico oscuro en la geología del macizo, y f) escasa información sobre **la estructura interna** del macizo con datos estructurales de detalle, para postular las fases deformación y plegamiento que afectaron al macizo en el tiempo. En este trabajo se ofrecen respuestas a los problemas b) y f).

1.4. Estratigrafía

El macizo está caracterizado por un complejo rocoso primario que abarca un intervalo estratigráfico desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Superior pre-Campaniano (anexo 1), aunque las edades Cretácicas están pobremente confirmadas y solo se han postulado por comparación con otras secuencias no metamorfizadas de la cordillera de Guaniguanico (Millán y Somin 1981; Millán y Somin, 1985a y b). La datación de las mismas constituyen un problema a resolver en investigaciones futuras. Los principales aspectos de la estratigrafía del Escambray fueron estudiados por Somin y Millán, 1981; Millán y Somin, 1985b; Millán, 1997c, estableciéndose modelos tectónicos que solamente incluían aspectos estratigráficos y algunos aspectos estructurales, basados fundamentalmente en un extenso estudio petrográfico. Los modelos posteriores (Schneider *et al.*,

1994; Grevel, 2000; Stanek *et al.*, 2006) tomaron como base las unidades estratigráficas de Millán y Somin (1981, 1985b) e incorporaron la evolución P-T de las unidades para la evolución tectonometamórfica de las mismas. Los nappes incluían "litologías" afines relacionadas por una historia metamórfica similar. El autor considera que la descripción de unidades de nappes en zonas metamórficas debe contener aspectos tanto estratigráficos como tectónicos ligado a la evolución P-T de las unidades estudiadas. Se debe tener en cuenta además que pueden existir unidades con el mismo grado de metamorfismo aunque sus protolitos pueden ser diferentes y viceversa. En este trabajo se ha adoptado la descripción de los Litodemas realizada por Millán y Somin 1985 a y b; Millán y Álvarez Sánchez, 1992; y Millán, 1997c, y se han agrupado según las principales unidades tectónicas descritas en el macizo, enriqueciéndose con datos petrológicos y la evolución P-T de las unidades descritas, y que se han desarrollado en capítulos posteriores.

En este acápite se han descrito las unidades bajo la nueva nomenclatura del Léxico Estratigráfico Internacional para las rocas metamórficas que implanta el término **Litodema** en vez de Formación, en el que se considera. como Litodemo - Lithodeme: Unidad litodémica fundamental que se caracteriza por ser una roca intrusiva, muy deformada o con alto grado de metamorfismo. (www.pdvsa.com/lexico/utilid/glosario/glosario.htm, mapserver.sgm.gob.mx/.../LexicoEs.../metodologia.html, www.unb.br/ig/glossario/verbete/Litodema.htm).

1.4.1. Unidades litoestratigráficas pertenecientes a la Unidad tectónica III (protolito Jurásico).

Litodema Loma la Gloria (Millán y Somin 1985a y b; Millán y Álvarez Sánchez, 1992). Antiguamente concebida dentro del grupo Naranjo (Millán y Somin, 1984). Compuesta por metareniscas cuarcíferas recrystalizadas, con intercalaciones de esquistos pelíticos (moscovíticos con grafito), mármol foliado gris oscuro, esquistos cristalinos granate glaucofánicos, apoclogitas, cuarzo

anfibolita, metasilicitas granatíferas y mármoles subordinados. Son comunes intercalaciones de rocas eclogíticas y zoisitíticas hasta varias decenas de metros, además de cuerpos de gabros convertidos en eclogitas y anfibolitas. En el área aflora hacia el borde de la cúpula, y en un klippe en su parte central (anexo 3). Sus contactos son estratigráficos con el Litodema Cobrito. Muestra transición con el mismo. La edad es Jurásico Inferior.

Litodema Cobrito (Millán y Somin, 1985a y b; Millán y Álvarez Sánchez, 1992). Fue integrado, antiguamente, dentro del grupo Naranjo, junto a los Litodemas La Chispa y Loma La Gloria. Está formada por esquistos calcito moscovíticos en muchas ocasiones grafiticos, con intercalaciones de mármoles gris foliado y algunos cuerpos o capas de esquistos verdes, rocas granato-anfibolíticas y clinopiroxénicas (Dublan y Álvarez Sánchez, 1986). También existen esquistos metaterrígenos intercalados, cuarcitas metasilicíticas bandeadas, y esquistos metasilicíticos arcillosos. Los metacarbonatos pueden tener textura brechosa. Se observan además cuerpos de eclogitas y rocas zoisitíticas. Su espesor alcanza hasta los 400 m. Aflora hacia el borde de la cúpula y en el klippe al este del poblado de Monforte (anexo 3). Tiene contacto estratigráfico con el Litodema Loma la Gloria. Su edad es Jurásico Inferior-Medio.

1.4.2. Unidades litoestratigráficas pertenecientes a la unidad tectónica I (protolito Jurásico y Cretácico).

Litodema La Llamagua (Millán y Somin, 1985b). Compuesta por esquistos metaterrígenos cuarcíferos, y cuarzo moscovíticos. Son comunes las intercalaciones de filitas ricas en mica blanca y material carbonoso. Su área de afloramiento es hacia la parte este de la cúpula de Trinidad, formando pequeñas escamas tectónicas. Subyace al Litodema Narciso en la base del grupo San Juan. Su edad es Jurásico Superior Oxfordiano.

Litodema Los Cedros (Millán y Álvarez Sánchez, 1992). Fue antiguamente designada como Litodema Charco azul (Millán y Somin, 1984). También se concibió como parte integrante del grupo San Juan hasta su separación final y elevación a Litodema. Sólo aflora en la cúpula de Trinidad. Posee un espesor de 80-100 m (sección tipo). Compuesta por mármoles negros moscovíticos con intercalaciones de mármoles grises con tonos rosados a cremosos. También aparecen esquistos (calcito-cuarzo-micáceo, micáceos silicíticos, y silícico-micáceo) derivados de sedimentos silíceos arcillosos-calcáreos. Pueden aparecer metasilicitas. En el área aflora extensamente en las lomas de Quemado de los Cedros, en la carretera hacia el poblado de Yaguanabo Arriba al sur del área, y cerca del Colorado (anexo 3). Posee contactos estratigráfico con Grupo San Juan y el Litodema Collantes. También contacta con el Litodema Yaguanabo que le sobreyace, y con el Litodema La Sabina. Su edad es Cretácico Inferior.

Litodema Yaguanabo (Stanik *et al.*, 1981). Fue descrita por primera vez por Stanik *et al.*, (1981) y redefinida por Millán y Somin (1985 a). Su litología son esquistos verdes de carácter metavulcanógeno básico (metatobas), con capas delgadas de intercalaciones de mármol de color gris claro-oscuro. Estratos intercalados de metasilicitas (más escasos), y esquistos carbonatados con clorita. Aflora extensamente en el valle de Yaguanabo (anexo 3). Tiene contacto estratigráfico con el Litodema Los Cedros y tectónico con el Litodema El Tambor. Su edad se estima Cretácico Inferior indiferenciado (Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1985a y b; Millán y Álvarez Sánchez, 1992).

Litodema La Sabina (Millán y Somin, 1985a y b). Descrita por primera vez por Millán y Pszczolkowski (1982). Compuesta por metasilicitas (metacherts), cuarcitas bandeadas a veces manganesíferas, esquistos metaterrígenos (metareniscas), con capillas aisladas de mármoles grises oscuros, y esquistos con clorita. Ocasionalmente aparecen esquistos cuarzo micáceos con circón

detrítico. Intercalados, aparecen cuerpos de metabasitas metamorfizadas en facies de esquistos verdes, serpentinitas, metadiabasas, rocas talcosas, zoisititas, y tremolititas. Aflora en el área en la carretera desde La Sierrita hacia Topes de Collantes, y hacia la zona este (anexo 3). Tiene contacto estratigráfico y tectónico con el Litodema Loma Quivicán que la sobreyace. También contacta con el Litodema Collantes del Grupo San Juan. A este Litodema se le asocia el miembro "Las Torres" (unidad informal) conformado por cuerpos de rocas básicas y ultrabásicas metamorfizadas y metasomatizadas, vinculadas a metasilicitas de la Sabina. Presenta además esquistos talcosos. Su edad se estima Cretácico Aptiano-Turoniano (Millán y Somin, 1985a y b; Millán y Álvarez Sánchez, 1992).

Litodema El Tambor (Millán y Somin, 1985a y b; Millán y Álvarez Sánchez, 1992). Su sección tipo se reconoce en la zona sur y occidental de la cúpula de Trinidad, en el valle de Yaguanabo. Es una secuencia rítmica de tipo "metaflysh", bien estratificada. Está compuesta por esquistos psamíticos a veces calcáreos, con intercalaciones de esquistos pelíticos, mármoles foliados y metasilicitas. También aparecen esquistos verdes metavulcanógenos. Su sección tipo aflora en el valle de Yaguanabo (anexo 3). Tiene contacto estratigráfico con el Litodema Yaguanabo al cual sobreyace, aunque también se pueden producir contactos tectónicos entre ambas. Su edad se estima Cretácico Superior.

CAPÍTULO II. MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN

Este trabajo consta de una metodología que abarca cuatro etapas fundamentales: Una etapa preparatoria que incluye trabajos de reconocimiento de campo, y una amplia revisión bibliográfica sobre los artículos e informes publicados acerca del tema de estudio, así como el estado del arte sobre el tema. Etapas de trabajo de campo con estudios estructurales de detalle, una etapa de procesamiento de la información, que comprende petrología de detalle, procesamiento e interpretación de datos estructurales, análisis microtectónico en secciones delgadas orientadas, y los resultados de las técnicas instrumentales aplicadas, así como el análisis integrado de los datos para decifrar la evolución tectonometamórfica del área (anexo 2). Todas estas etapas se complementan para ofrecer un modelo evolutivo del Escambray, basado en un área de 792 km², en la zona de La Sierrita, en el extremo suroeste del macizo (figura 1.4).

2.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo se basó en la descripción, medición e interpretación de los diferentes elementos estructurales presentes en las rocas metamórficas del área, con el objetivo de descifrar posteriormente la estructura geológica de la zona, las diferentes fases de deformación que sufrieron las unidades involucradas, y su evolución en el tiempo. El estudio se llevó a cabo a través de una serie de perfiles geológicos convenientemente orientados (anexos 3). A la par se tomaron muestras para secciones delgadas orientadas, y el análisis microtectónico detallado. Un total de 12 muestras seleccionadas, se usaron para análisis de microsonda electrónica, microscopio electrónico de barrido y métodos de ICP (anexo 28).

2.2. Trabajos de laboratorio

Dentro de los trabajos de laboratorio se incluyen los análisis de muestras tanto en el microscopio petrográfico como las técnicas instrumentales.

2.2.1. Microscopio de polarización

Todas las muestras fueron analizadas en el laboratorio de Petrología de la Facultad de Geología y Mecánica de la Universidad de Pinar del Río. Las muestras fueron cortadas en dos direcciones principales: una perpendicular a la foliación principal y otra paralela a ella. Posteriormente se pulieron para ser observadas en el microscopio de polarización, marca Carl Zeiss con ocular 10x y distintos objetivos 2.5x, 3.2x, 10x, y 20x. De la observación de secciones delgadas se obtuvo información sobre fábricas, lineaciones, procesos de deformación en los minerales, relación de texturas, cinemática en las zonas de cizalla, y además sirvió de base para la selección de muestras para la microsonda electrónica. La preparación de las secciones delgadas para el microscopio de polarización se realizó en laboratorios de diferentes universidades. En la Universidad de Greifswald, Alemania, y la Universidad de Granada, España. En ambos casos fueron preparadas y cortadas a 30 μ y después prepulidas.

2.3. Métodos analíticos

2.3.1. Microscopio electrónico de barrido (SEM)

Parte de las muestras se analizaron en la unidad de Microscopía de presión variable (VPSEM) de la Universidad de Granada (España). Los análisis fueron realizados con un equipo SEM de tipo Leo 1430 VP equipado con un sistema de microanálisis por energía dispersiva RX (EDS) marca INCA 350 v. 17 de Oxford Instruments. Las muestras fueron procesadas a 30 KV y 50s de tiempo vivo. Los espectrums de cada mineral se obtuvieron con un rango de corriente variable entre 0-20 KeV y una resolución de 10 eV/Ch para el caso de los mapas de rayos X. El equipo cuenta con una

computadora anexada que permite la visualización de los sitios escogidos para los análisis y muestra los espectrums con los elementos químicos constituyentes de cada mineral. La preparación de las muestras para el SEM comprende el pulido de las secciones delgadas y su posterior recubrimiento con una película de grafito para la descarga de electrones hacia los bordes de la sección. Una vez que se descarga la muestra, la misma puede observarse sin interferencias y con buena visualización de las imágenes.

2.3.2. Microsonda electrónica (EPMA)

Los análisis se realizaron en el laboratorio de microanálisis de la Universidad de Granada con una microsonda marca CAMECA SX-100. Las composiciones de los minerales se obtuvieron en condiciones de operación a 15 kilovoltios (KV) y 15 nanoamperios (nA). Los standards de calibración usados fueron los sintéticos: SiO_2 , Al_2O_3 , MnTiO_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , BaSO_4 y naturales: diópsido, albita y sanidina. Para los mapas elementales de rayos X las condiciones de operación fueron a 50 y 100 nA para la corriente y tiempo de conteo de 30 ms, tamaño de pixel 4-8 μm y los mismos standards de calibración. Se han analizado por la microsonda electrónica 12 secciones delgadas y alrededor de 800 puntos. Los análisis con EPMA se llevaron a cabo con la finalidad de obtener la composición química de los minerales para el cálculo de la fórmula estructural, conocer las variaciones composicionales de los minerales y la posible zonación para el caso de los granates. Los análisis se realizaron por el sistema de puntos y no por perfiles debido al pequeño tamaño de grano de la totalidad de las muestras. Son rocas de composición terrígeno carbonatada, metamorfizadas en la facies de esquistos verdes, la gran mayoría, y en metamorfismo de alta presión otras. En ambos casos el tamaño de grano es fino, por lo que el diámetro del haz es también pequeño. Se han realizado mapas de rayos X para la mejor localización de los puntos de análisis. Los principales

minerales analizados fueron mica blanca, clorita, anfíboles, plagioclasas, cuarzo, epidotas, hematites y titanitas. La preparación de las muestras se basó en el mismo principio que el SEM.

2.4. Otros métodos de análisis

Como método de apoyo al trabajo de campo se utilizó el análisis microtectónico en secciones orientadas.

2.4.1. Análisis microtectónico en secciones delgadas orientadas

Como complemento a los estudios meso y macroestructurales en los afloramientos, se han realizado análisis de las condiciones de deformación en las secciones delgadas orientadas. En todos los casos se utilizaron los métodos contemplados en Passchier y Trouw (1998). Este método también ofrece la posibilidad de determinar, que minerales están involucrados en cada fase deformacional, así como las diferentes estructuras que se manifiestan en cada fase a escala microscópica. Los criterios de superposición de foliaciones permite establecer un orden de sucesión de los eventos así como los ambientes en los que ocurrieron (frágil, dúctil-frágil o dúctil). Constituye un método potente de análisis estructural pero siempre en correspondencia con los datos de campo obtenidos.

CAPÍTULO III. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICO ESTRUCTURAL POR PERFILES

Los trabajos de campo se ejecutaron a través de ocho perfiles geológico estructurales para el estudio de la estructura geológica regional (anexo 3). Las observaciones están basadas en la medición e interpretación de elementos estructurales de interés como foliaciones, plegamientos, orientación de ejes de pliegues, planos axiales, vetas, lineaciones y fallamiento. Se tomaron muestras orientadas para análisis petrográfico, y análisis microtectónico en secciones delgadas. El procesamiento de los datos estructurales se realizó de forma automatizada con el programa STERONET, versión 2.46 del año 2000. Se han elaborado una serie de diagramas de los elementos lineales y planares en cada perfil, y por unidades tectónicas, utilizando la proyección estereográfica de Wulf y Smith, en el hemisferio inferior. La proyección de Wulf para los diagramas de puntos, y el de Smith para los diagramas de contorno. La nomenclatura de los diferentes elementos planares y lineales utilizados en las descripciones, se resume a continuación:

<u>Fábrica</u>	<u>Lineación</u>	<u>fase de plegamiento</u>	<u>Fase de deformación</u>
Foliación S_1	$L_1(S_0/S_1)$	F_1	D_1
Foliación S_2	$L_2(S_1/S_2)$	F_2	D_2
Foliación S_3	$L_3(S_2/S_3)$	F_3	D_3
Clivaje S_4	$L_3(S_3/S_4)$	F_4	D_4
σ_1	máximo estrés compresivo		
L_{02}	Lineación de intersección entre los planos S_0 y S_2 .		

Teniendo en cuenta litologías afines, contactos, estructuras, y el trabajo base de Millán y Álvarez Sánchez (1992), se ha considerado conveniente dividir la zona en varios nappes nombrados desde el superior hasta el más bajo: Nappe Monforte, Nappe La Sierrita, Nappe Yaguanabo y Nappe Rio Chiquito. Las observaciones de campo realizadas en cada perfil están basadas en la relación entre

estos nappes, y las particularidades de cada uno de ellos que permiten atestiguar la estructura nappe escamada del área. La descripción de los perfiles se ha efectuado teniendo en cuenta estas características y se caracterizará primeramente cada nappe de forma general, desde el superior hasta el inferior, para la posterior descripción de los perfiles.

Nappes que agrupan rocas metamorfizadas en alta presión

Nappe Monforte: Debe su nombre al poblado de Monforte localizado en el camino que va desde La Sierrita hasta San José. Se extiende desde la parte norte del área cerca del poblado de Gavilanes en forma de una franja estrecha que bordea la cúpula, y cuya extensión varia desde 1.5 km hasta centenas de metros (en el área). Forma además un klipe de alrededor de 6 km² hacia la parte norte de la zona (anexo 3, anexo 4). Agrupa a los Litodemas Loma La Gloria y Cobrito (anexo 3, anexo 4). Las rocas representativas son esquistos cuarzo micáceos con intercalaciones de mármoles, así como mármoles gráfíticos y esquistos carbonatados micáceos. Mezclados con estas rocas, aparecen cuerpos de metabasitas y eclogitas. Aparece en contacto tectónico con el nappe La Sierrita hacia el borde de la cúpula. Las edades determinadas para las rocas que lo conforman es Jurásico. Se encuentra coronando el tope de la pila estructural.

Nappes que agrupan rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes

Nappe La Sierrita: Su nombre proviene del poblado La Sierrita, localizado al norte del área (anexo 3, anexo 4). Se extiende desde la parte norte del área en el poblado La Sierrita, y al igual que el nappe Monforte, bordea el contorno de la cúpula. Su espesor es variable pero se estima que puede alcanzar hasta 7 km. Comprende gran diversidad de tipologías rocosas, que agrupan los Litodemas del protolito Cretácico La Sabina, Yaguanabo, El Tambor, aunque se encuentran mezclados con escamas de los Litodemas Loma La Gloria y Cobrito y mármoles del grupo San Juan (anexo 3). Las edades fluctúan entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior. Las litologías más comunes son

calcoesquistos, mármoles, metasilicitas, cuerpos de metabasitas, metareniscas, cuarcitas, rocas metaultramáficas y metasomáticas. Presenta numerosos cuerpos de serpentinita antigorítica en toda su extensión, y con mayor frecuencia en las zonas de contacto entre subunidades y nappes principales. Ellos aparecen como bloques del orden de metros, o en finas capas de milímetros y/o centímetros. Es el más extenso y rico en afloramientos y estructuras. El metamorfismo de las rocas que lo componen, es en facies de esquistos verdes. Los contactos con los nappes subyacentes Río Chiquito y Yaguanabo se caracterizan por zonas de cizalla dúctil y dúctil frágil, con amplio desarrollo de serpentinitas, pliegues de arrastre y milonitas, así como numerosas manifestaciones de rocas talcosas milonitizadas. Se encuentra estructuralmente, por debajo del nappe de Monforte (anexo 3).

Nappe Yaguanabo: Nombrado así por el poblado de Yaguanabo Arriba, en el valle de Yaguanabo, en la parte sureste del área. Aflora en forma de cuerpos irregulares hacia la parte norte y central del área, cuya potencia puede alcanzar hasta 3.5 km. Comprende rocas metavolcánicas del Litodema Yaguanabo, que afloran en todo el valle del mismo nombre. Sus rocas más afines son esquistos verdes con actinolita, clorita y plagioclasa. Asociadas a ellas, aparecen en menor proporción, calcoesquistos e intercalaciones de mármoles. Se reportan serpentinitas y rocas talcosas en zonas de cizalla dúctil y dúctil frágil en contactos tectónicos, aunque menos abundantes que en el nappe La Sierrita, formando finas capas del orden de centímetros, que rara vez alcanzan el orden de metros. El metamorfismo que caracteriza a la secuencia, es en facies de esquistos verdes. Se encuentra estructuralmente, por debajo del nappe La Sierrita.

Nappe Río Chiquito: Es el más inferior de toda la zona. Su nombre proviene del poblado de Río Chiquito hacia la parte central del área (anexo 3), contiguo a la zona de afloramiento del nappe La Sierrita. Los afloramientos pertenecientes a este nappe comienzan desde la carretera La Sierrita-Topes de Collantes. Su límite con el nappe La Sierrita se observa con mayor precisión hacia la parte

central entre los poblados de San José y Río Chiquito (anexo 3). Agrupa los Litodemas del protolito Cretácico La Sabina, y El Tambor, y aparecen además en contacto tectónico, numerosas escamas de mármoles del grupo San Juan y el Litodema La Llamagua, ambos del protolito Jurásico. Puede alcanzar hasta 3 km de espesor. Sus rocas más características son esquistos pelíticos, esquistos verdes cálcareos, mármoles y metasilicitas. Aparecen además cuerpos de rocas metavolcánicas básicas asociadas, tanto del Litodema La Sabina como El Tambor. Aparecen también cuerpos de unas rocas extrañas, másivas de colores claros con presencia de anfíboles y zoisita abundante, transformadas en esquistos, y que aparecen atrapadas en zonas de contacto tectónico. Estos contactos están caracterizados por la presencia de serpentinitas, tanto en forma de bloques como formando finas capas milonitizadas con un intenso plegamiento. La estructura general de la unidad muestra un pliegue amplio, tardío, que abarca al poblado de San José y Río Chiquito en su parte central (anexo 3). Su metamorfismo comprende la facies de los esquistos verdes.

Los perfiles también atravesaron dos complejos que no han sido descritos en esta tesis. El complejo Mabujina, que no constituye objeto de estudio, y los mármoles del grupo San Juan. Este último forma un nappe, y subescamas, mezcladas dentro de los otros nappes. Aflora en una zona de difícil acceso y no ha sido caracterizado, ofreciéndose sólo algunos datos para esclarecer sus contactos con los nappes adyacentes.

3.1. Descripción geológico estructural por perfiles

Se han descrito todos los perfiles según dos zonas básicas en el área. La zona norte (perfiles CG, CP, SM, SO, y SM2), y la zona suroeste y sur, con los perfiles GSR, YG y C.

Perfiles en la zona norte del área

3.1.1 Perfil Cafetal-Gavilanes (CG)

El perfil está localizado entre los poblados El Cafetal y el caserío de Gavilanes. Posee dirección noreste-suroeste (anexo 3). Atraviesa los nappes La Sierrita, Monforte, y al complejo Mabujina. Abundan en el corte los esquistos pelíticos y mármoles, del Litodema La Sabina (punto CG-1, anexo 4), con esporádicas intercalaciones de cuarcitas, y una foliación penetrativa S_2 . En el punto CG-3 la S_0 está plegada junto a S_1 , y se genera una foliación S_2 , planar axial. Asociada a ambas, aparece una lineación de intersección, L_{02} (figura 3.2 A). También se observaron porfiroclastos de calcita en mármoles miloníticos que indican un movimiento al norte (figura 3.2 B). En dirección a Gavilanes, aparece una nueva foliación, S_3 . Dentro del nappe Monforte se observa sólo una foliación de carácter dúctil, S_2 . Esta foliación en todo el perfil, buza al oeste (figura 3.3 a). La S_3 buza hacia el suroeste (figura 3.3 b), siempre más abruptos que la S_2 , formando ángulos menores o iguales a 30° (anexo 7 A).

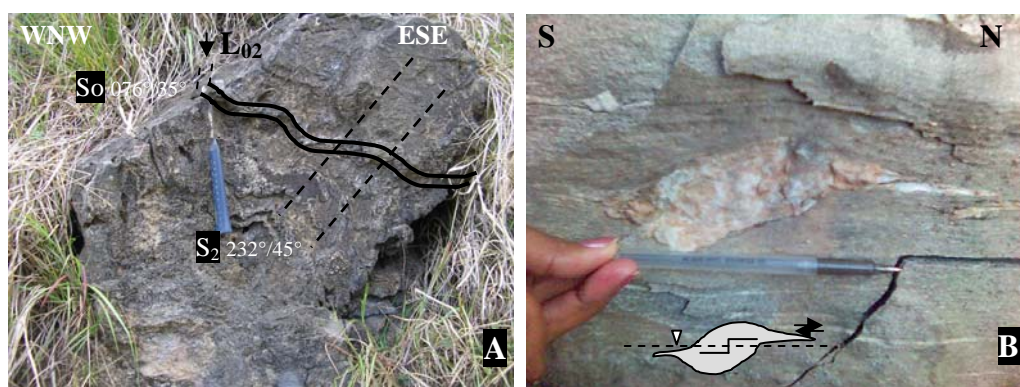


Figura 3.1. A) Areniscas carbonatadas plegadas ($S_0//S_1$) y una foliación S_2 planar axial, en el punto CG-3. Lineación L_{02} , de intersección, en el plano S_2 . B) Porfiroclasto de calcita en mármoles miloníticos, punto CG-2. La línea media del porfiroclasto y el "step up" de la cola, indican movimiento al norte. Corte perpendicular a la foliación S_2 y paralelo a la lineación.

A partir de este punto, aparecen anfibolitas esquistosas foliadas del complejo Mabujina, y lavas de textura amigdaloidal pertenecientes al arco volcánico Cretácico. Ambas presentan un intenso

agrietamiento. En Mabujina la foliación metamórfica se encuentra plegada como lo indica la proyección estereográfica (figura 3.2 c). Los pliegues de fase F_1 , son de tipo asimétricos, similares (figura 3.1 A). Los pliegues F_3 , son de pocos centímetros y sus ejes se hunden hacia el noroeste y sureste, respectivamente (figura 3.2 e). Existen escamas de calcita en planos de fallas que indican movimientos al noreste. Superpuestas, aparecen fallas normales más jóvenes. Las grietas de cizalla indican una orientación de σ_1 hacia el noreste (figura 3.2 d).

3.1.1.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales del perfil CG.

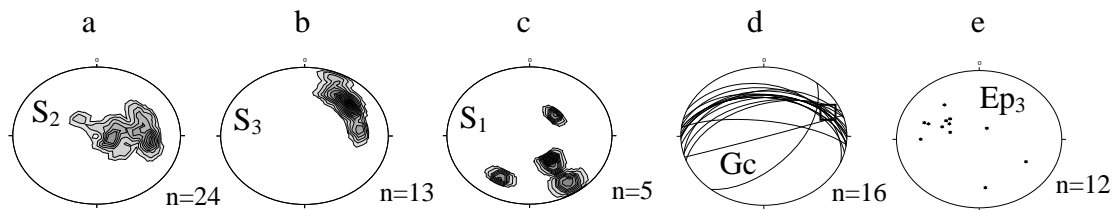


Figura 3.2. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales medidos en el perfil CG. a) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 . b) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_3 . c) Diagrama de contorno de la foliación (S_1 ?) medida en anfíbolitas del complejo Mabujina. d) Diagrama de arcos de grietas de cizalla (G_c) en esquistos metapelíticos y mármoles. e) Hundimiento de los ejes de pliegues F_3 (Ep_3). Los contornos de los diagramas han sido realizados a intervalos de 1,3,6 en todos los casos. En el caso d) el cuadrado representa la posición de σ_1 .

3.1.2. Perfil Cafetal-Pico Blanco (CP)

El perfil CP está localizado en las lomas de Pico Blanco, dentro del nappe Monforte (anexo 4). Tiene dirección norte-sur (anexo 3, anexo 4). El corte comienza en mármoles de grano medio y aspecto brechoso, intercalados con esquistos carbonatados, calcoesquistos, rocas verdes de aspecto másivo, y esquistos cuarzo micáceos del Litodema Loma La Gloria. Los restos de pliegues erosionados con foliación relíctica asociada, indican que la foliación principal es S_2 . La misma está plegada, aunque su buzamiento regional es hacia el sur (figura 3.3 a). En el punto CP-73, aparece un clivaje de fractura con buzamiento mayor de 50° (figura 3.3 b). Desde el punto CP-74 predominan los esquistos cuarzo

micáceos. Hacia el final del perfil, aparecen bloques de eclogitas, en el lecho del afluente del arroyo Gavilanes. Estos bloques no son del lugar, y parecen corresponderse a las rocas eclogíticas descritas dentro de los metasedimentos de los Litodemas Loma la Gloria y Cobrito, que afloran en el nappe Monforte. El plegamiento se refleja a escala regional con pliegues apretados de planos axiales casi verticales (anexo 4 B), pertenecientes a la fase F_3 .

3.1.2.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales del perfil CP.



Figura 3.3. Proyección estereográfica de los elementos planares medidos en el perfil CP. a) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 . b) Diagrama de contorno de polos del clivaje de fractura, S_4 .

3.1.3. Perfil Sierrita - Monforte (SM)

El perfil se localiza hacia la parte norte del área y tiene dirección noroeste-sureste (anexo 3, anexo 5). Atraviesa al nappe La Sierrita. Comienza a la salida del poblado La Sierrita, en dirección hacia Monforte (anexo 5). La foliación principal es S_2 y es muy prominente, con buzamientos constantes hacia el oeste, al igual que en el perfil CG (figuras 3.2 a). Existen restos de una foliación antigua S_1 , ahorcada en la foliación S_2 , y pequeñas capitas de calizas orientadas en la dirección de S_2 , lo que indica que, ambas S_0 y S_1 , han sido transpuestas en la dirección de S_2 (figura 3.4).

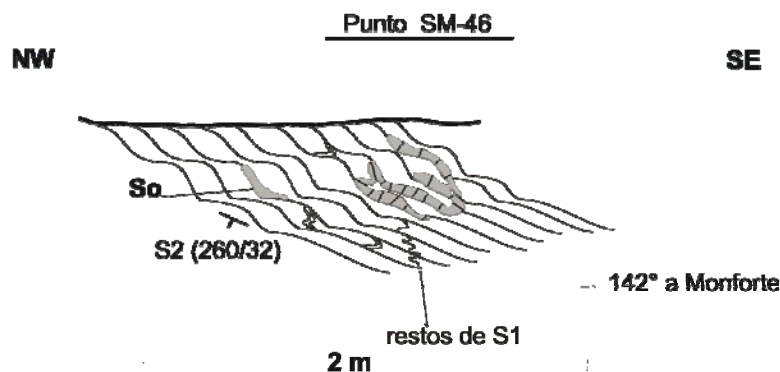


Figura 3.4. Restos de una foliación antigua S_1 , plegada y ahorcada en la foliación principal S_2 . Se observan charnelas aisladas de micropliegues F_2 y capitas de calizas plegadas y alargadas en la dirección de S_2 , punto SM- 46.

La S_3 en todo el perfil, posee buzamientos hacia el sureste (figura 3.6 b). El final del perfil es un contacto tectónico con el nappe Río Chiquito (punto SM-54), con serpentinitas, pliegues asimétricos con vergencia noreste, y escamas de calcita en planos de fallas que indican también ese movimiento. Aparecen grietas híbridas cuya orientación de los cristales dan orientación noreste para σ_1 . A lo largo del perfil se produce un clivaje de fractura con ángulos muy abruptos (figura 3.6 c). Los pliegues de fase F_2 son de tipo sinusoidales y están desmembrados, con charnelas rotadas paralelas a S_2 . Los pliegues de fase F_3 , son asimétricos, con vergencia noreste. Su tamaño varía desde pocos centímetros hasta 1.5 m, y sus planos axiales están inclinados al suroeste (figura 3.6 e). Los ejes poseen hundimientos hacia el noreste (figura 3.6 d). Los de fase F_4 son abiertos, y poseen un clivaje de fractura asociado. Sus ejes se hunden hacia el suroeste y noroeste respectivamente (figura 3.6 f). Las escamas de calcita en fallas inversas indican movimiento noreste y sureste, respectivamente. Fallas transcurrentes diestras afectan a la secuencia. El evento más joven son fallas normales, cortantes a la foliación. Sistemas de grietas de cizalla y de extensión afectan a las rocas, y en el caso de las de cizalla, indican orientación de σ_1 entre los 80-98°.

En dirección a Monforte, aparecen vetas de calcita con pliegues de charnelas retorcidas y volcadas en dirección sureste, y siguen observándose pliegues asimétricos con vergencia noreste, existiendo dos posibilidades de transporte tectónico, con direcciones noreste y sureste, respectivamente. Los planos axiales de los pliegues con vergencia noreste, definen una nueva foliación S_3 , formando ángulos pequeños (alrededor de los 20°) con S_2 . A lo largo del itinerario se observan lineaciones minerales tanto en el plano S_2 , como lineaciones de intersección L_3 . La L_3 posee hundimientos hacia el noroeste y sureste (figura 3.6 h), mientras que las lineaciones minerales presentan un máximo de datos con hundimientos hacia el noroeste (figura 3.6 g). Esta orientación tiene coincidencia con los ejes de pliegues F_3 (figura 3.6 d). A la entrada del poblado Monforte, existen pliegues abiertos con planos axiales verticales. En el plano axial existen grietas en escalón, evidenciando deformaciones en un

nivel estructural más somero (figura 3.5A) y pertenecientes a la fase F_4 . En poblado de Monforte se observa un cuerpo de serpentinitas de aproximadamente 3 m de largo, en contacto tectónico a través de una falla inversa de dirección sureste, sobre mármoles gráfíticos (anexo 7 C).



Figura 3.5. Estructuras geológicas y tipos de rocas mapeadas en el perfil SM. A) Pliegue abierto con plano axial casi vertical. En la zona de charnela se desarrollan vetillas en escalón (indicadas por la flecha). Note que sobre los flancos la lineación mineral de micas está plegada, y se refleja por las superficies onduladas. 100 m a la entrada del poblado Monforte. B) Pliegues asimétricos con vergencia noreste en mármoles, punto SM-47.

3.1.3.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales perfil SM

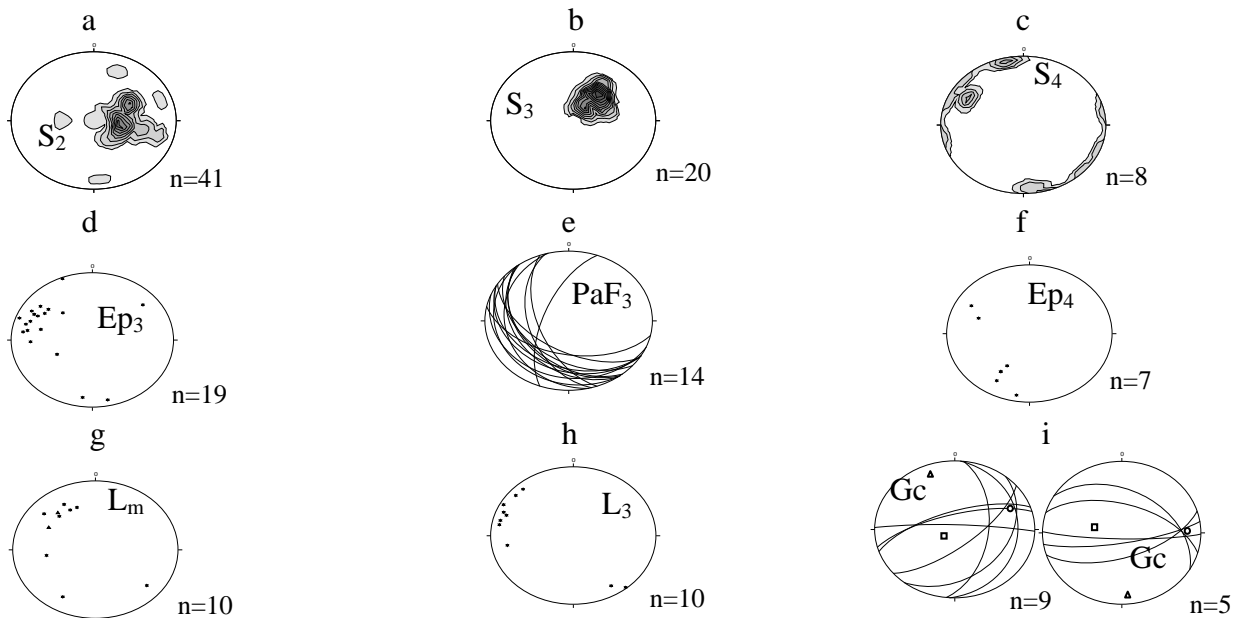


Figura 3.6. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales del perfil SM. a) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 . b) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_3 . c) Diagrama de contorno de polos del clivaje de fractura, S_4 . d) Ejes pliegues F_3 (Ep_3). e) Diagrama de arcos de los planos axiales de los pliegues F_3 (PaF_3). f) Ejes de pliegues F_4 (Ep_4). g). Lineación mineral (L_m) en el plano S_2 . h) Lineación de intersección L_3 . i) Diagrama de arcos de grietas de cizalla (Gc). El círculo, cuadrado y triángulo se representan la posición de σ_1 , σ_2 y σ_3 , respectivamente. En todos los casos los intervalos del contorno son de 1,3,6.

3.1.4. Perfil Sierrita-Ocujal (SO)

El perfil SO tiene orientación noreste–suroeste y comienza a la salida del poblado La Sierrita en dirección al Ocujal, en la intersección de los caminos hacia Monforte y El Ocujal. Sus afloramientos comprenden al nappe La Sierrita (anexo 5 A). Son típicos los esquistos calcáreos con mica blanca y clorita, en los que se define la foliación principal S_2 . Su buzamiento es hacia el oeste (figura 3.7 a), similar al perfil SM (figura 3.6 a). Las rocas más abundantes son esquistos pelíticos, calcáreos, y mármoles, predominando los últimos del Litodema La Sabina (anexo 5). Las escamas de calcita en los planos de fallas, indican movimientos inversos al noreste. En los mismos planos de fallas aparecen estrías que denotan movimiento transcurrentes diestros. En el punto SO-38, existen intercalaciones de esquistos verdes metavulcanógenos con actinolita y plagioclasa. A partir de este punto y en dirección a las lomas de Quemado de Los Cedros, predominan mármoles finos, laminados, en capitas de hasta 3 mm. Se observa además un clivaje de fractura con ángulos de más de 70° (figura 3.7 c). Los pliegues de fase F_2 son escasos, de tipo isoclinal, y están relícticos dentro de la foliación S_2 . Los pliegues de fase F_3 son del orden de metros y mayores, y se observan mejor a gran escala, como lo indica el perfil geológico (anexo 5). Sus ejes son abruptos (figura 3.7 b). Las rocas están afectadas por sistemas de grietas de cizalla, y grietas de extensión rellenas con calcita. Las grietas de cizalla y cizalla conjugada muestran una orientación de σ_1 hacia el noreste entre los $57-73^\circ$ (figuras 3.7 d, e y f). Existen numerosas fallas normales afectando todo el corte desde la salida de La Sierrita hasta el Ocujal. Estas fallas poseen ángulos bajos (hasta 25°), y las estrías muestran una fuerte componente de desplazamiento horizontal. En el punto SO-36-37 aparecen indicadores de fallas transcurrentes en mármoles.

3.1.4.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales en el perfil SO

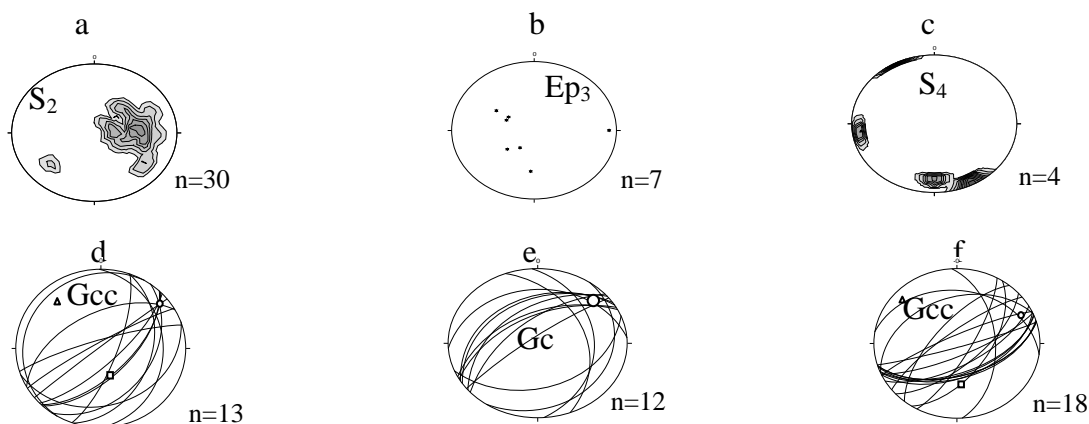


Figura 3.7. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales en el perfil SO. a) Diagrama de polos de la foliación S_2 . b) Ejes de los pliegues F_3 (Ep_3). c) Diagrama de polos del clivaje de fractura, S_4 . d) Diagrama de arcos de grietas de cizalla conjugada (G_{cc}), punto SO-41. f) Diagrama de arcos de grietas de cizalla (G_c), punto SO-36. g) Diagrama de arcos de grietas de cizalla punto SO-38. El círculo en todos los diagramas, representa la posición de σ_1 . Contornos a intervalos de 1,3,6 en todos los casos.

3.1.5. Perfil Sierrita–Monforte $_2$ (SM_2)

Comienza al este del poblado de Monforte en dirección a las lomas de Pico Blanco y tiene dirección noroeste-sureste. Atraviesa solo al nappe Monforte (anexo 3, anexo 5 B). Los litotipos son mármoles gráficos, intercalados con esquistos cuarzo micáceos, predominando los últimos. Se observan charnelas de pliegues, erosionados, con vestigios de una foliación antigua S_1 , siendo la foliación principal medida, S_2 . El plegamiento de S_2 produce una foliación S_3 . Intercaladas con los esquistos cuarzo micáceos, hay bloques de metabasitas no foliadas que pueden alcanzar hasta 10m de potencia.. La observación detallada de los cuerpos y de las rocas aledañas, señalan que son rocas intercaladas con metasedimentos (anexo 8). En el punto SM-83 se observó una budina de esquistos cuarzo micáceos dentro de mármoles, que conservan una foliación antigua (S_1), y que es englobado por una foliación nueva S_2 (figura 3.8). La foliación S_2 posee buzamientos al oeste, con ángulos abruptos, mayores de 40° , mientras que la S_3 posee similar orientación (figuras 3.9 a y b). Las lineaciones de intersección, L_3 , tienen orientación noroeste y sureste (figura 3.9 c). Los micropliegues de crenulación de fase F_3 son del orden de centímetros. Existen también micropliegues F_2 , de orden

de milímetros a centímetros de una antigua S_1 . La orientación de la lineación de intersección L_3 , indica que los ejes de pliegues F_3 se hunden en dirección noroeste y sureste, con ángulos pequeños entre $0-15^\circ$ (figura 3.9 c).

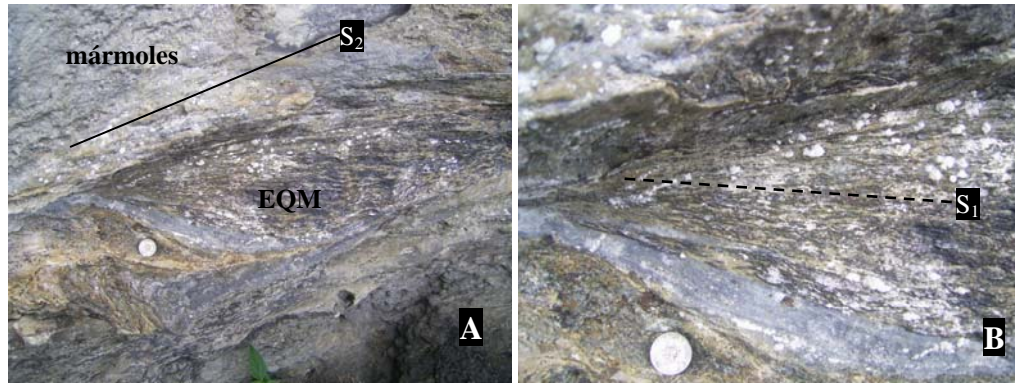


Figura 3.8. A) Budina de esquistos cuarzo micáceos con una foliación S_1 , englobada por la nueva foliación S_2 . B) Detalle de A. EQM: Esquistos cuarzo micáceos, punto SM-83.

3.1.5.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales del perfil Sierrita Monforte₂ (SM₂).

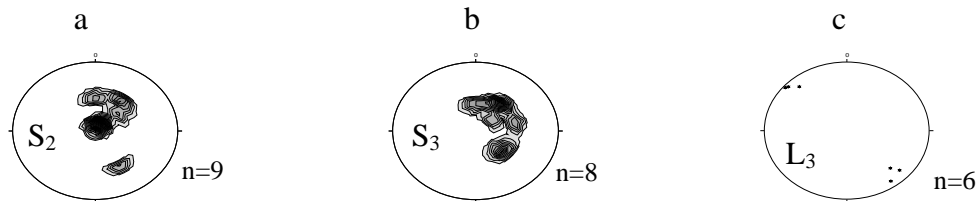


Figura 3.9. Elementos planares y lineales del perfil SM₂. a) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 . b) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_3 . c) Lineaciones minerales y de intersección, L_3 . Contornos a 1,2,3 en todos los casos.

PERFILES EN LA ZONA SUROESTE Y SUR DEL ÁREA

3.1.6. Perfil Guajimico-San José-Río Chiquito (GSR)

El perfil GSR atraviesa casi todos los nappes diferenciados en la zona de estudio, excepto el nappe Yaguanabo (anexo 3). Parte del poblado de Guajimico y su dirección es suroeste-noreste (anexo 3, anexo 6 a). El perfil comienza en rocas del complejo Mabujina. Las rocas presentan una foliación grosera con buzamiento abrupto (55°). Este corte está atravesado por venas tardías de epidota y

clorita. Las anfibolitas contactan de forma brusca con mármoles grafiticos con intercalaciones de esquistos cuarzo micáceos del Litodema Cobrito, del nappe Monforte. En los paquetes de esquistos cuarzo micáceos se observan horizontes dúctiles con plieguecillos apretados con vergencia noreste. Todo el paquete es afectado por un clivaje de fractura. Esta litología da paso a esquistos verdes carbonatados con clorita y mica blanca, y metareniscas con pliegues isoclinales en mármoles, y yacencia muy vertical de las capas (anexo 9 A). A partir del punto G-83-84, son comunes esquistos verdes micáceos con calcita y clorita, capas de metareniscas, esporádicas capitas de milímetros de metasilicitas, y mármoles del Litodema La Sabina, que forman parte del nappe La Sierrita. Los pliegues de la foliación S_2 generan la aparición de una nueva superficie planar S_3 (figura 3.10 A). Se desarrolla además una potente lineación de intersección L_3 (figura 3.10 B). El examen a gran escala, revela la existencia de un pliegue asimétrico mesométrico vergente que indica transporte tectónico al noreste. Las lineaciones de intersección L_3 se hunden al noroeste y sureste (figura 3.11 d). Una falla transcurrente siniestra con desarrollo de vetillas de calcita, corta toda la secuencia.

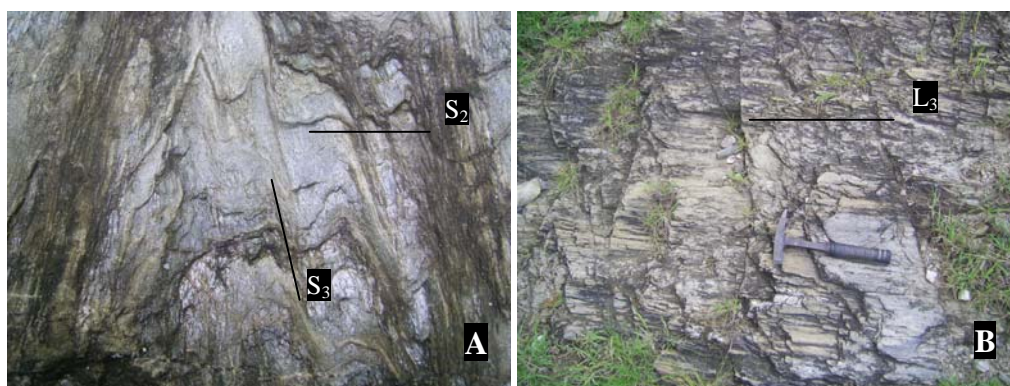


Figura 3.10. Estructuras geológicas en el perfil GSR. A) Plegamiento de la foliación S_2 y surgimiento de una nueva foliación S_3 , planar axial de las crenulaciones, punto G-104. B) Potente lineación de intersección L_3 en mármoles, punto G-103.

A partir del punto G-100 predominan los mármoles, y aparecen cuerpos de esquistos verdes metavulcanógenos del Litodema El Tambor, pertenecientes al nappe Rio Chiquito. La foliación S_2 , a diferencia del borde de la cúpula, tiene ángulos de buzamiento más suaves, hasta subhorizontales

(figura 3.11 e). Su plegamiento origina una nueva foliación planar axial S_3 (figura 3.10 A), con orientación es suroeste (figura 3.11 f). El clivaje de fractura S_4 afecta a todas las litologías, y buza hacia el noroeste (figura 3.11 g). La lineación L_3 se hunde en dirección sureste y noroeste (figura 3.11 h). Los indicadores cinemáticos estudiados indican una dirección de transporte tectónico al noreste. Hacia el final del perfil abundan los esquistos pelíticos y las intercalaciones de metasilicitas (pedernal). Los pliegues F_1 se desarrollan en calizas, y son abiertos, similares. Los pliegues F_3 son asimétricos vergentes desde centímetros hasta metros, y su asimetría indica movimientos al noreste. Las grietas de cizalla muestran dos concentraciones diferentes: unas de orientación sureste, y otras norte. Las de orientación sureste tienen un σ_1 de 113° , mientras que las de orientación norte tienen un σ_1 de 005° (figuras 3.11 i y j). Las fallas son de tipo inversas con escamas que indican movimientos al noreste, y también fallas transcurrentes diestras. Fallas normales más tardías cortan a la secuencia rocosa.

3.1.6.1. Proyección esterográfica de los elementos planares y lineales del perfil Guajimico-San José-Río Chiquito (GSR)

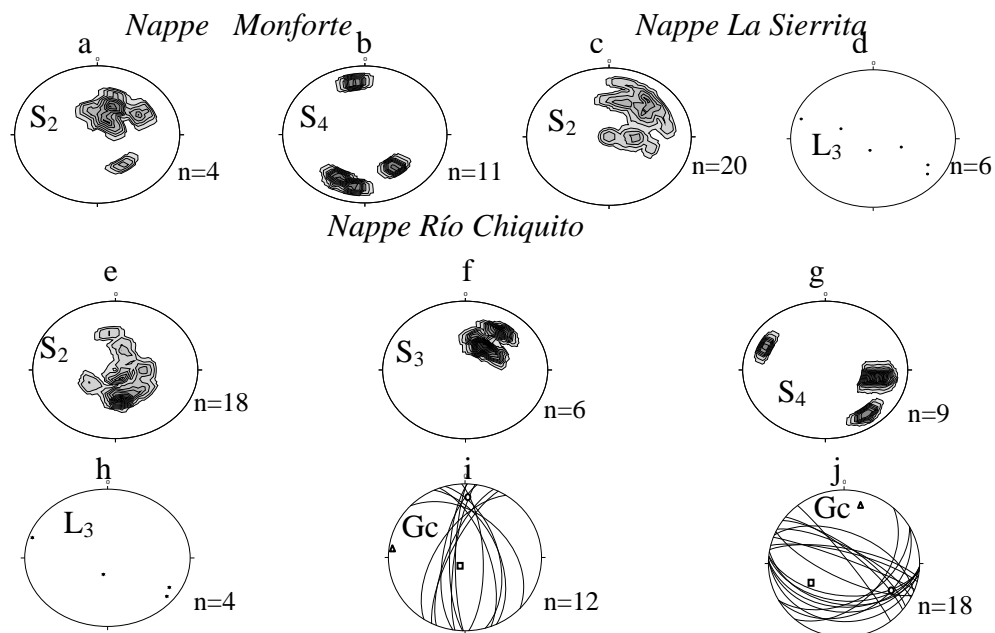


Figura 3.11. Elementos planares y lineales del perfil GSR. a) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 en el nappe Monforte. b) Diagrama de contorno del clivaje de fractura, S_4 . c) Diagrama de polos de la foliación S_2 , nappe la Sierrita. d) Lineación de intersección L_3 , nappe La Sierrita. e) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 en el nappe Río Chiquito. f) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_3 . g) Diagrama de contorno del clivaje de fractura, S_4 . h) Lineación de intersección L_3 . i) Diagrama de arcos de grietas de cizalla (G_c), punto SR-65. j) Diagrama de arcos de grietas de cizalla, punto SR-67. El círculo, cuadrado y triángulo representan la posición de σ_1 , σ_2 y σ_3 , respectivamente. Los contornos a intervalos de 1, 3, 6.

3.1.7. Perfil Playa Yaguanabo-Yaguanabo Arriba (YG)

Se localiza en la parte suroeste del área desde la carretera del circuito sur hacia Yaguanabo Arriba, en el valle de Yaguanabo. Su orientación es suroeste-noreste (anexo 3, anexo 6 B). Atraviesa los nappes Monforte, La Sierrita y Yaguanabo (anexo 3).

El punto inicial YG-24f pertenece al nappe Monforte. Son esquistos cuarzo micáceos, intercalados con capas de mármoles de varios centímetros. La foliación S_2 está plegada, y los planos axiales de las crenulaciones definen una nueva foliación S_3 (figura 3.12 A). Todo el corte está afectado por un sistema de grietas híbridas conjugadas. Existen evidencias de transcurrancia dúctil diestra, que desplaza a vetas de calcita, y genera pliegues locales con ejes muy abruptos ($> 60^\circ$, figura 3.12 B). Estos indicadores están en todo el perfil. La foliación S_2 tiene buzamientos hacia el sureste, con ángulos hasta 50° (figura 3.13 a), mientras que la S_3 buza hacia el noroeste (figura 3.13 b). Hacia Yaguanabo Arriba se observan esquistos verdes cálcareos, mármoles y estratos potentes de metareniscas del nappe La Sierrita, con escamas de calcita en planos de falla que indican movimientos transcurrentes diestros. En todo el corte, predominan los pliegues parasíticos asociados al clivaje, de tipo asimétricos, con vergencia noreste (figuras 3.12 C). Existen además metabasitas intercaladas. Se observan también, cabalgamientos de bajo ángulo, horizontes dúctiles con pliegues de arrastre, cuyos planos axiales buzan al suroeste (figura 3.12 C), y estructuras sigmoidales rotadas (figura 3.12 D), que indican movimientos al noreste. El buzamiento de S_2 es hacia el suroeste (figura 3.13 e) mientras que la S_3 posee dos máximos de datos que indican su plegamiento por una fase más tardía (figura 3.13 f). En el punto YG-20 aparecen serpentinitas y rocas con actinolita, antigorita y anfíbol concordantes con la orientación de S_2 (anexo 9 B). Los esquistos verdes tienen aspecto talcoso, con micropliegues de crenulación. Las estructuras sigma rotadas, clivaje sigmoidal milonítico, pliegues asimétricos vergentes, y escamas de calcita en planos de falla, indican transporte tectónico al noreste.

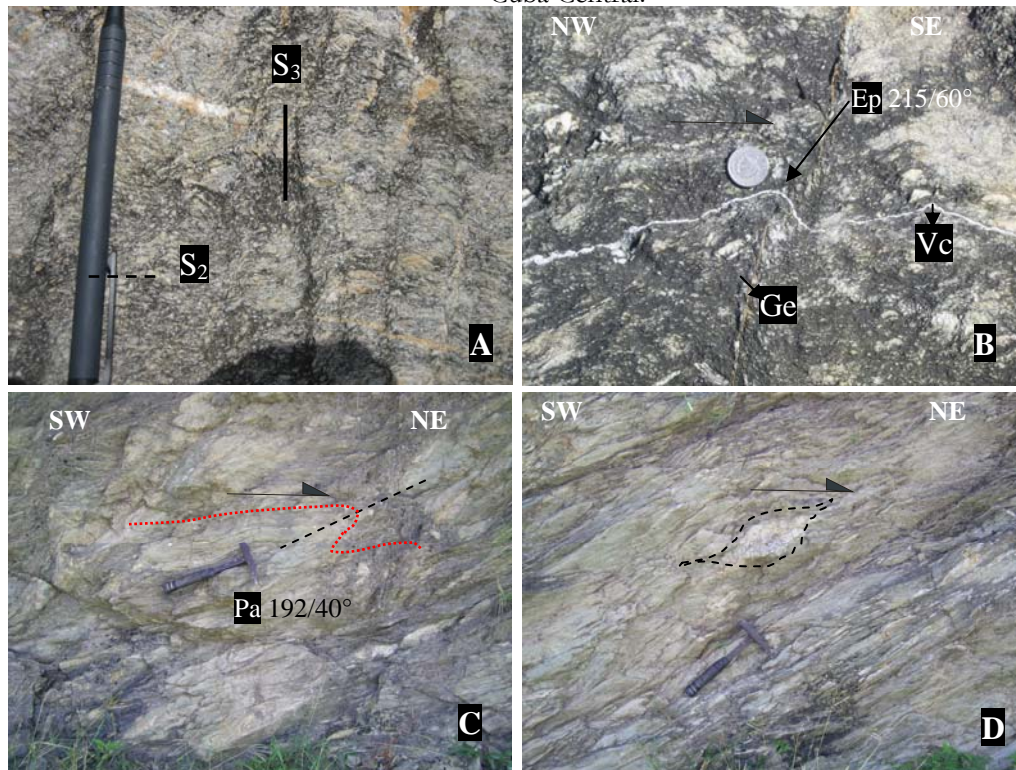


Figura 3.12. Estructuras geológicas del perfil YG. A) Foliación S_2 plegada y foliación de crenulación S_3 planar axial, en esquistos cuarzo micáceos, nappe Monforte. Punto YG-24f. B) Grieta de extensión (Ge) y veta de calcita (Vc) desplazadas por transurrencia. Note el eje de pliegue muy abrupto. Nappe Monforte. C) Pliegues de arrastre en horizonte dúctil con plano axial buzando al suroeste. Transporte tectónico al noreste. D) Estructura sigma rotada en horizonte dúctil cuya asimetría indica movimiento al noreste.

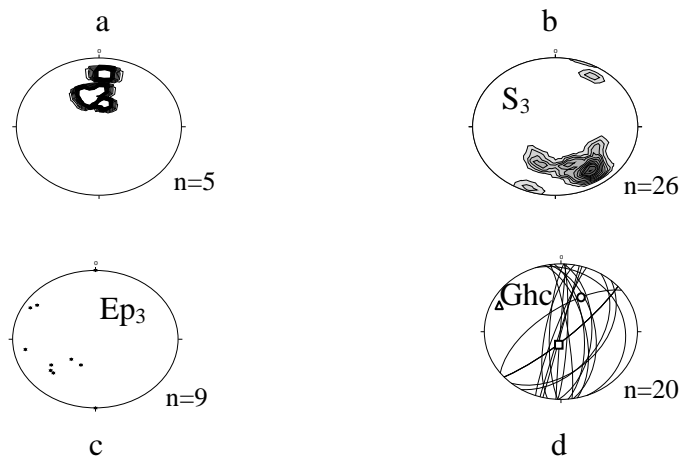
En el punto YG-19 hay horizontes de serpentinitas y se observan estructuras duplex que indican movimientos al noreste. A partir de este punto afloran las metavulcanitas del Litodema Yaguanabo, del nappe Yaguanabo. Existe una foliación S_1 preservada en restos de pliegues con charnelas aisladas en mármoles, que han sido desmembradas en la foliación S_2 . En el pueblo de Yaguanabo Arriba continúan observándose los micropliegues parasíticos tipo Z y aparece una lineación mineral de actinolita. Las rocas verdes están intercaladas con capitas de mármoles y calcoesquistos.

En el nappe Monforte, los pliegues F_3 son pequeños, hasta 50 cm, de tipo asimétricos. Los ejes se hunden al suroeste y noroeste, con ángulos hasta 50° (figura 3.13 c). En el Nappe La Sierrita los pliegues de fase F_1 son de tipo isoclinal, y se desarrollan en capas de metareniscas del Litodema El Tambor. La foliación S_1 está plegada junto a S_0 en pliegues sinusoidales de fase F_2 cuyos ejes se

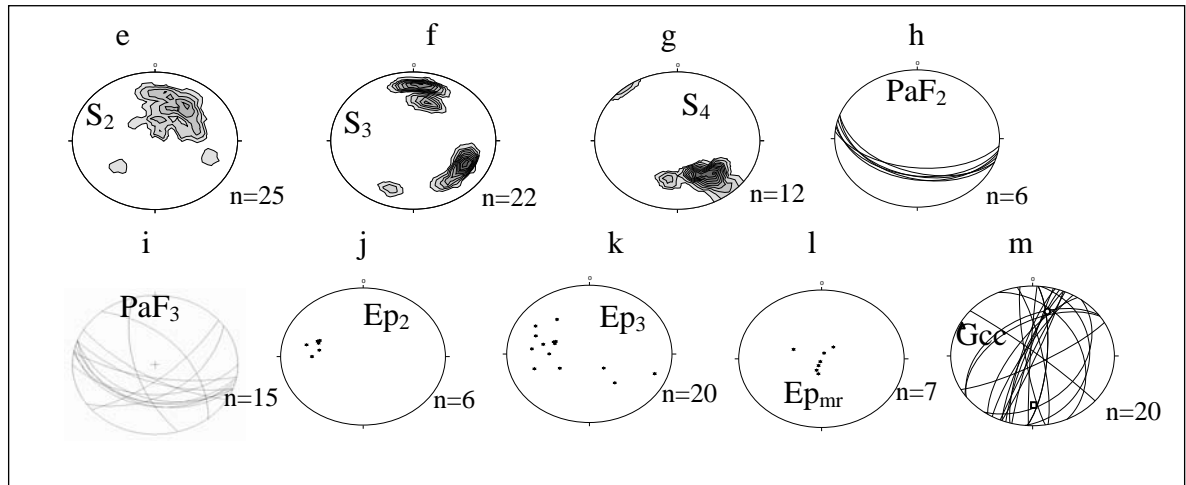
hunden al oeste, y sus planos axiales al sur-suroeste (figura 3.13 h). Los pliegues F_3 varían desde pocos milímetros hasta metros. Son asimétricos con vergencia noreste, y en ocasiones se forman pliegues de arrastre asociados a estos movimientos (figura 3.12 C). Sus ejes se hunden al noroeste y sureste con ángulos variables (figura 3.13 k), y sus planos axiales se inclinan generalmente hacia el suroeste (figura 3.13 i). El perfil conforma un mesopliegue regional volcado al noreste (anexo 9 B). Existe un clivaje de fractura que afecta a todo el corte, con orientación noroeste (figura 3.13 g), asociado a mesopliegues de carácter regional. En el nappe Yaguanabo predominan los pliegues de tipo F_3 , parasíticos, de tipo Z, asimétricos con vergencia noreste, del orden de centímetros que varían a tipo M (anexo 9 B), indicando la existencia de una estructura volcada al noreste. Los ejes de dichos pliegues se hunden al sureste y noroeste con ángulos suaves hasta 35° (figura 3.13 p), coincidiendo con la orientación la lineación mineral de actinolita (figura 3.13 q). Las grietas de cizalla y cizalla conjugada en todos los nappes muestran una orientación de σ_1 al noreste entre 003° y 024° (figuras 3.13 d, m y r). Las fallas transcurrentes diestras, más jóvenes tienen orientación sureste-noroeste (figuras 3.13 s).

3.1.7.1. Proyección estereográfica de los elementos planares y lineales medidos en el perfil Yaguanabo (YG).

Nappe Monforte



Nappe La Sierrita



Nappe Yaguanabo

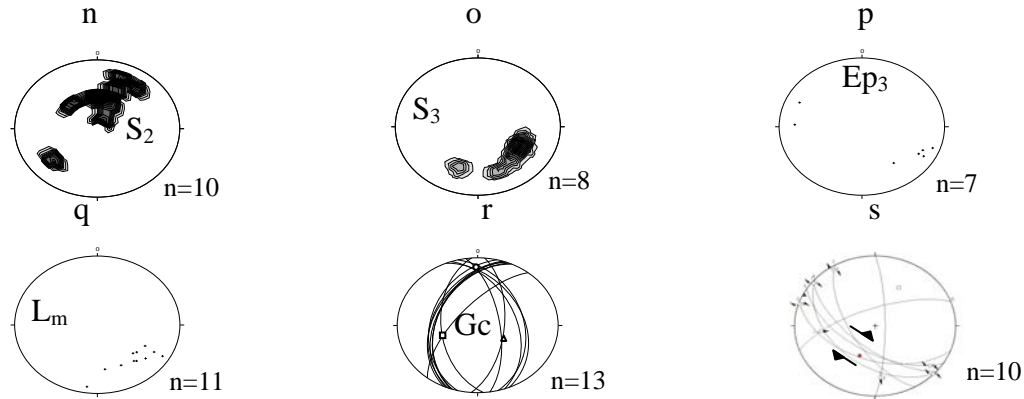


Figura 3.13 Elementos lineales y planares del perfil Yaguanabo (YG). a) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 en el nappe Monforte. b) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_3 . c) Ejes de pliegues F_3 . d) Diagrama de arcos de grietas híbridas conjugadas. e) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 en el nappe La Sierrita. f) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_3 . g) Diagrama de contorno de polos del clivaje de fractura, S_4 . h) Diagrama de arcos de los planos axiales de pliegues F_2 . i) Diagrama de arcos de los planos axiales de pliegues F_3 . j) Ejes de los pliegues F_2 . k) Ejes de los pliegues F_3 . l) Ejes de los pliegues menores (Ep_{mr}) ligados a transcurrancia. m) Diagrama de arcos de grietas de cizalla conjugada punto YG-19, zona de contacto entre los nappes La Sierrita y Yaguanabo. n) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 en el nappe Yaguanabo. o) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_3 . p) Ejes de pliegues F_3 (Ep_3). q) Lineación mineral (L_m) de actinolita. r) Diagrama de arcos de grietas de cizalla (Gc) en esquistos verdes metavulcanógenos de la Formación Yaguanabo, punto YG-18. s) Diagrama de arcos y lineaciones en planos de fallas diestras en perfil YG. Se muestra el sentido del desplazamiento. El círculo, cuadrado y triángulo indican las posiciones de σ_1 , σ_2 , σ_3 , respectivamente.

3.1.8. Perfil Caleta de Muñoz-El Colorado (C)

Este perfil es el más sureño del área y comprende junto al perfil YG, la zona de mayor curvatura de la cúpula de Trinidad. Parte de la carretera del circuito sur (punto C-136) hasta el caserío de El Colorado. Su orientación es suroeste-noreste. Atraviesa rocas de los nappes, Monforte y La Sierrita (anexo 3).

El punto C-136 se localiza en calizas del Litodema Guines fuera de los límites del Escambray, mientras que los puntos C-137-138 pertenecen al nappe Monforte. A la entrada del poblado de Caleta de Muñoz (punto 135), el corte está compuesto por mármoles, esquistos verdes con actinolita y plagioclasa, y esquistos cuarzo micáceos intensamente agrietados. Se observa una foliación prominente muy penetrativa con otra superpuesta de buzamiento abrupto ($\geq 60^\circ$). Por la orientación de ambas se trata de las foliaciones S_2 y S_3 , cuyos buzamientos son hacia el norte y noroeste, respectivamente (figuras 3.15 a y b). A partir del punto C-142, la litología cambia a mármoles intercalados con esquistos verdes carbonatados con clorita y mica blanca, con una foliación prominente S_2 . Los planos de foliación muestran escamas de calcita con evidencias de movimientos inversos al norte. Estas rocas pertenecen al nappe La Sierrita. Muy frecuentemente se observan vestigios de superficies antiguas S_1 ahorcadas en la foliación principal. El buzamiento de la foliación S_1 es hacia el sur, lo que coincide espacialmente con la de S_2 (figura 3.15 c). Ese hecho puede corresponderse a efectos de transposición de S_1 según S_2 . La orientación de S_2 posee un máximo de datos buzando al sur, aunque los puntos dispersos en el diagrama de contorno muestran que está plegada (figura 3.15 d). En dirección hacia El Colorado, esta litología cambia a mármoles grises, más másivos, en paquetes potentes, que corresponden a los mármoles San Juan. Se han observado minerales metálicos elongados en estos planos.

Un clivaje de fractura, S_4 , con orientación norte-noroeste y ángulos suaves hasta 40° (figura 3.15 f), afecta toda la secuencia, siendo más representativo en los paquetes de mármoles. En esquistos pelíticos se desarrolla una nueva foliación S_3 , planar axial de S_2 , cuya buzamiento es hacia el sur (figura 3.15 e). En el punto 146 se destaca un cuerpo de serpentinitas y esquistos verdes con aspecto talcoso, donde se observan actinolita en forma de nidos y vetas de magnesita. La foliación interna del bloque es muy penetrativa, está plegada y es discordante con la foliación principal S_2 , por lo que se considera una foliación S_1 antigua. Desde este punto, hacia la loma Santa Lucía son característicos los esquistos verdes talcosos y las capas de serpentinitas asociadas. La Loma Santa Lucía es una amplia zona de melange, donde esquistos verdes talcosos y capas de serpentinitas se sobrecorren por encima de mármoles del grupo San Juan (anexo 9 C). Todo el corte presenta una foliación muy penetrativa, y son típicos los fragmentos budinados de mármoles y rocas metavulcanógenas, en una matriz serpentinitica intensamente cizallada (figuras 3.14 A). Indicadores cinemáticos como estructuras sigma rotadas, y pliegues con planos axiales horizontales, indican transporte tectónico al norte (figuras 3.14 B y C). Hacia El Colorado, y en el mismo punto C-149,

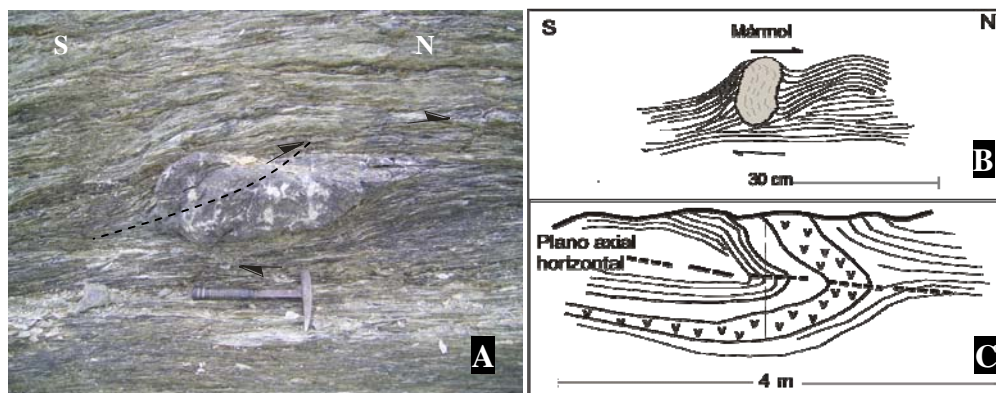


Figura 3.14. A) Estructura sigma (fragmento de mármol) en milonita, cuya asimetría de la cola indica movimiento tectónico al norte, punto C-149. B) Porfiroclasto de mármol rotado en la foliación S_2 cuya asimetría indica movimiento al norte. Zona de melange Loma Santa Lucía. D) Pliegue tumbado en la dirección del movimiento.

afloran mármoles grises del grupo San Juan, plegados y contorsionados en las cercanías del contacto

tectónico entre ambos nappes (anexo 9 C). Este nappe, compuesto por los mármoles del grupo San Juan, no fue caracterizado en este trabajo.

En el nappe La Sierrita los pliegues F_2 forman restos ahorcados, desmembrados en la foliación S_2 . En el diagrama de contorno de la foliación S_1 se puede observar dispersión en su distribución (figura 3.15 c). Los ejes de dichos pliegues se hunden hacia el este y oeste con ángulos desde bajos hasta abruptos (figura 3.15 g). Los pliegues F_3 son asimétricos con ejes que se hunden hacia el sureste y noroeste, y ángulos entre $15-45^\circ$ (figura 3.15 h). El clivaje de fractura no muestra evidencias de haber sido plegado por una fase más joven (figura 3.15 f). Las estructuras disyuntivas están representadas por fallas inversas con desplazamientos al noreste y suroeste, y fallas normales más tardías.

3.1.8.1. Proyección esterográfica de los elementos planares y lineales medidos en el perfil Caleta de Muñoz (C)

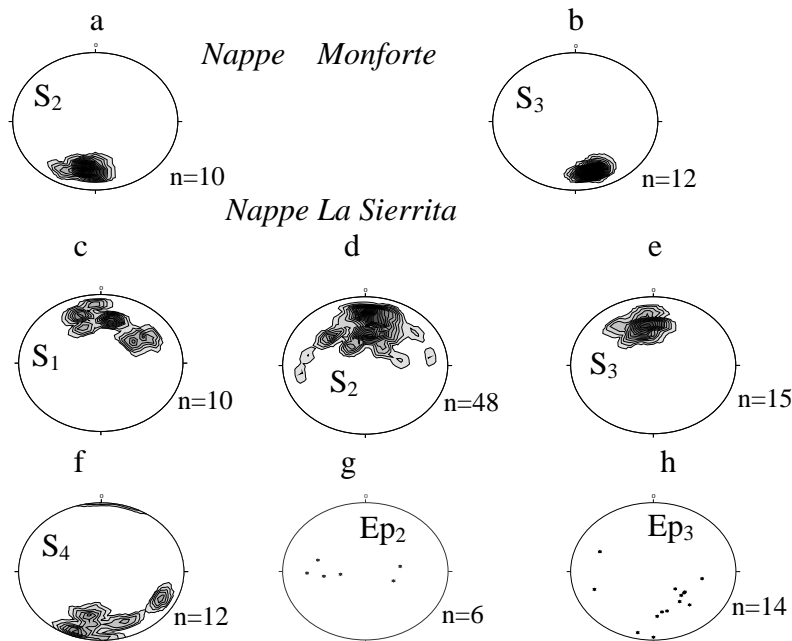


Figura 3.15. Elementos planares y lineales del perfil C. a) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 en el nappe Monforte. b) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_3 . c) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_1 nappe La Sierrita. d) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_2 . e) Diagrama de contorno de polos de la foliación S_3 . f) Diagrama de contorno de polos del clivaje de fractura, S_4 . g) Ejes de pliegues F_2 (Ep_2). Ejes de pliegues F_3 (Ep_3).

CAPÍTULO IV. ESTRUCTURA GEOLÓGICA Y FASES DE DEFORMACIÓN

4.1. Estructura de nappes del área La Sierrita. Caracterización estructural.

En este capítulo se ofrecen evidencias macro y microscópicas que permiten caracterizar estructuralmente el área La Sierrita como una estructura nappe escamada.

4.1.1. Nappe Monforte

En este nappe se han mapeado las superficies planares, S_2 , S_3 , S_4 , y una S_1 relíctica (figura 3.8), así como grietas de diferentes tipos. Las foliaciones S_0 y S_1 por su relación y posición respecto a S_2 , se encuentran transpuestas en la dirección de S_2 . La foliación S_2 es dúctil, muy penetrativa y está plegada (figura 4.1). La S_3 es planar axial de las crenulaciones (figura 3.12 A), y tiene un comportamiento similar (figura 4.1). El clivaje de fractura (S_4) afecta a toda la secuencia, no está plegado, y posee buzamientos abruptos, mayores de 60° (figura 4.1). La transcurrencia es el último evento reportado que generó pliegues locales con ejes muy abruptos (figuras 3.12 B y 4.1). Las lineaciones de intersección L_3 poseen hundimientos hacia el sureste y noroeste con ángulos suaves (hasta 15°), al igual que los ejes de los ejes de los pliegues F_3 (figura 4.1). Este comportamiento similar se corresponde con movimientos de sobrecorrimiento hacia el noreste, sin embargo en el diagrama de polos para los ejes de los pliegues F_3 , también se revelan hundimientos hacia el suroeste (figura 4.1), lo que indica que están replegados por otra fase.

Los indicadores cinemáticos, como escamas de calcita en planos de falla, horizontes dúctiles con pliegues asimétricos vergentes, entre otros, indica que este nappe está sobrecorrido sobre los nappes de las rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes, conformando una estructura nappe escamada, y coronando el tope de la misma. Las grietas híbridas conjugadas ofrecen una orientación norte-noreste de σ_1 de 024° (figura 4.1), relacionado al proceso de superposición con los nappes de las rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes.

4.1.2. Nappes de las secuencias metamorfizadas en facies de esquistos verdes (GSFU)

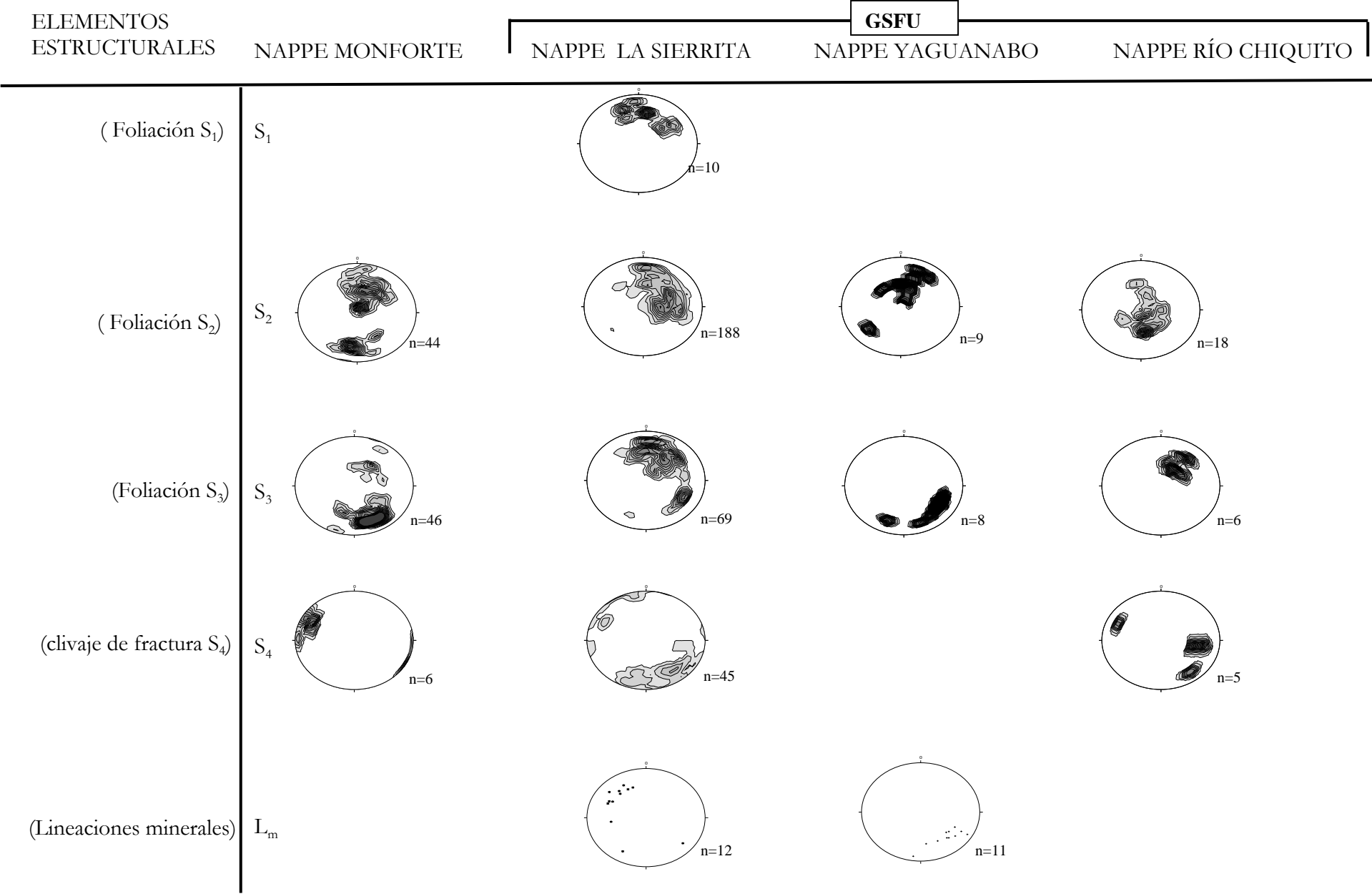
En este trabajo los nappes de las secuencias metamorfizadas en facies de esquistos verdes se clasifican con las siglas **GSFU**. Comprenden los nappes La Sierrita, Yaguanabo y Río Chiquito. Se encuentran, estructuralmente, por debajo del nappe Monforte. Se describirán desde el superior hasta el inferior.

4.1.2.1. Nappe La Sierrita

Se han detectado las superficies planares, S_0 , S_1 , S_2 , S_3 , S_4 y también grietas. La S_0 está representada por capas de areniscas (figura 3.1 A) y calizas plegadas, rotadas y/o desmembradas en la foliación principal S_2 . La S_1 es una foliación relíctica (figura 3.4). Como en el caso del nappe Monforte, las relaciones de S_1 con S_2 demuestran un efecto de transposición de esta superficie en la dirección de S_2 (figura 3.4). La orientación similar de S_1 y S_2 (figura 4.1) puede estar relacionada con efectos de transposición de la primera según S_2 , como se ha observado en afloramientos. Las lineaciones de intersección L_3 se hunden hacia el noroeste y sureste, coincidiendo con la orientación de los ejes de los pliegues F_3 , y las lineaciones minerales (figura 4.1). Todas ellas se han originado asociadas a una misma fase de deformación. También se han medido lineaciones de intersección L_{02} , pero los escasos datos no permiten hacer un análisis de su orientación y no se han representado gráficamente. Los ejes de los pliegues de la fase F_2 poseen hundimientos hacia el este y oeste (figura 4.1). La foliación principal S_2 es muy penetrativa con buzamiento al suroeste (figura 4.1) y ángulos que llegan a ser abruptos entre 45° - 65° . Esta situación es característica para todo el borde de la cúpula. La foliación S_3 está plegada, con dos máximos de datos con buzamiento suroeste y noroeste (figura 4.1).

Este plegamiento es de tipo regional, pues en los afloramientos no es evidente. La superficie S_4 es un clivaje de fractura, que afecta a todas las rocas, predominantemente mármoles y esquistos carbonatados. Posee buzamientos mayormente hacia el noroeste (figura 4.1).

En las zonas de contacto con otros nappes, hay abundantes horizontes de serpentinitas paralelos al buzamiento de la foliación principal S_2 (anexos 9 B y C). Estas serpentinitas pueden haberse integrado a la estructura cuando las unidades son despegadas de la placa subducente y acrecionadas, arrastrando consigo materiales serpentinizados procedentes de la placa que subduce, y uniéndose a la secuencia en su proceso de ascenso a través de fallas. Otra variante alternativa sería después o durante la formación de la foliación S_3 , dado el paralelismo existente entre ambas foliaciones en los flancos apretados de los mesopliegues volcados al noreste, y la posición de las serpentinitas (Despaigne-Díaz, 2009 a; figura 4.2). Los ejes de pliegues F_3 se hunden hacia el sureste y noroeste con ángulos hasta $45-50^\circ$ (figura 4.1), y responden a los movimientos hacia el noreste reportados en todas las unidades. El clivaje de fractura S_4 , está asociado a pliegues abiertos. Los ejes de los pliegues F_4 se hunden hacia el noroeste y suroeste (figura 4.1). Los ejes con ángulos mayores de 60° han sido originados por procesos de transcurrencia (figura 4.1), y son más jóvenes. Tienen carácter local y no se observan más allá de los límites de las fallas. Las grietas de cizalla y cizalla conjugada muestran una orientación de σ_1 desde $51-98^\circ$, lo que corrobora los movimientos inversos hacia el noreste (figura 4.1).



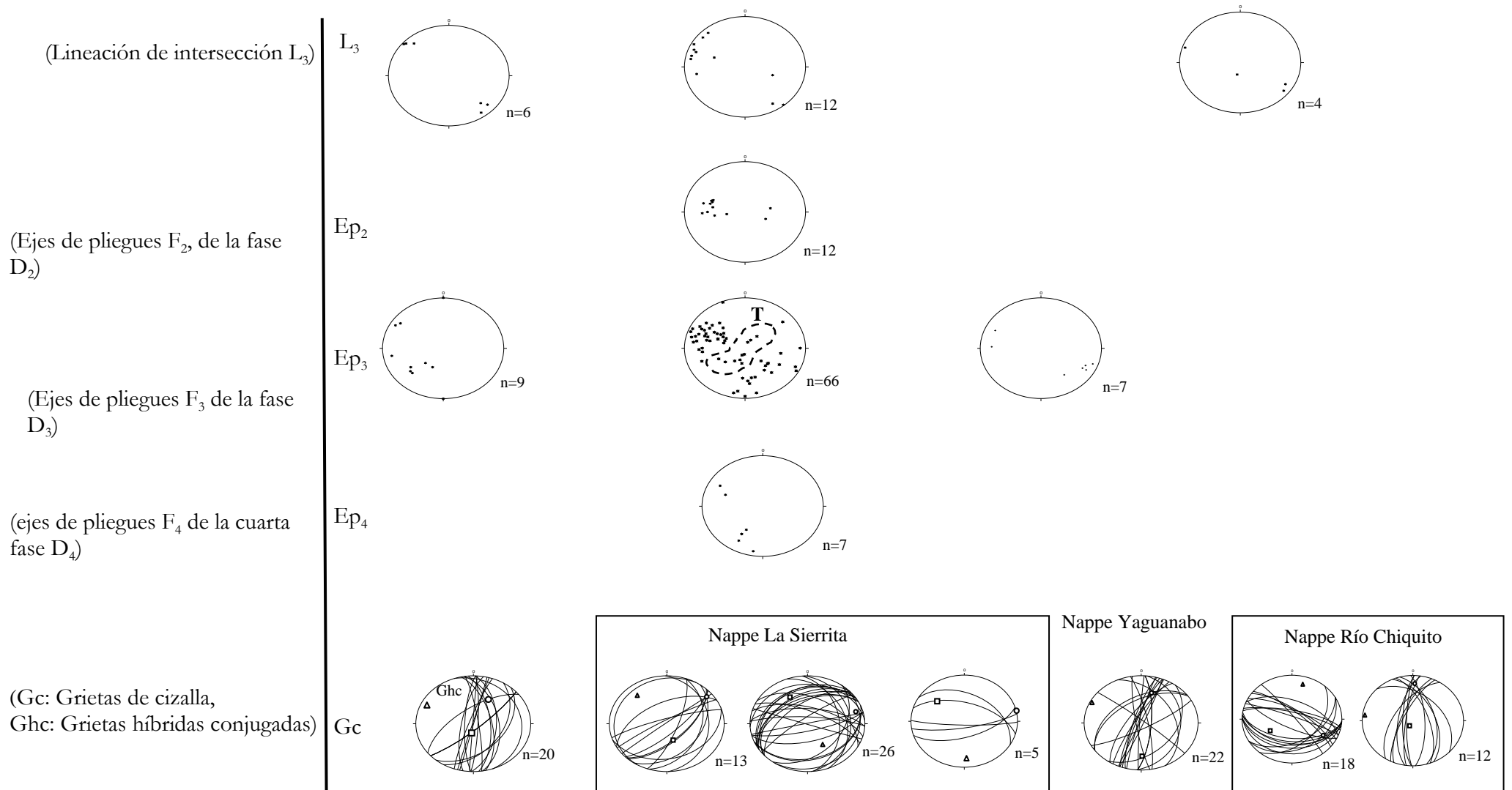


Figura 4.1. Elementos estructurales regionales medidos en los diferentes nappes del área La Sierrita. La letra T significa ejes de pliegues abruptos, relacionados a transcurrencia. Los símbolos de círculo, cuadrado, y triángulo, en los diagramas de grietas, se refieren a la posición de σ_1 , σ_2 y σ_3 , respectivamente.

4.1.2.2. Nappe Yaguanabo

Este nappe subyace al nappe La Sierrita. Sus contactos son tectónicos y se reporta la presencia de serpentinitas, rocas metaultramáficas, y metasomáticas, en el contacto (anexo 9 B). Las superficies planares medidas comprenden la S_1 , S_2 , S_3 , y grietas. La S_1 está preservada como una foliación antigua, y es desmembrada en la nueva dirección S_2 . La S_2 es la foliación principal, y es muy penetrativa. En los afloramientos está plegada, aunque a nivel regional se observa un buzamiento constante hacia el suroeste (figura 4.1). La foliación S_3 es planar axial de las crenulaciones, con buzamientos hacia el noroeste (figura 4.1). A nivel regional está plegada. Los pliegues F_3 son asimétricos, con vergencia noreste, a veces isoclinales, de dimensiones de centímetros. A escala regional el plegamiento parasítico de tipo Z es característico de todo el perfil YG. Estos varían a pliegues menores tipo M, formando un mesoplegue F_3 , volcado al noreste (figura 4.2).

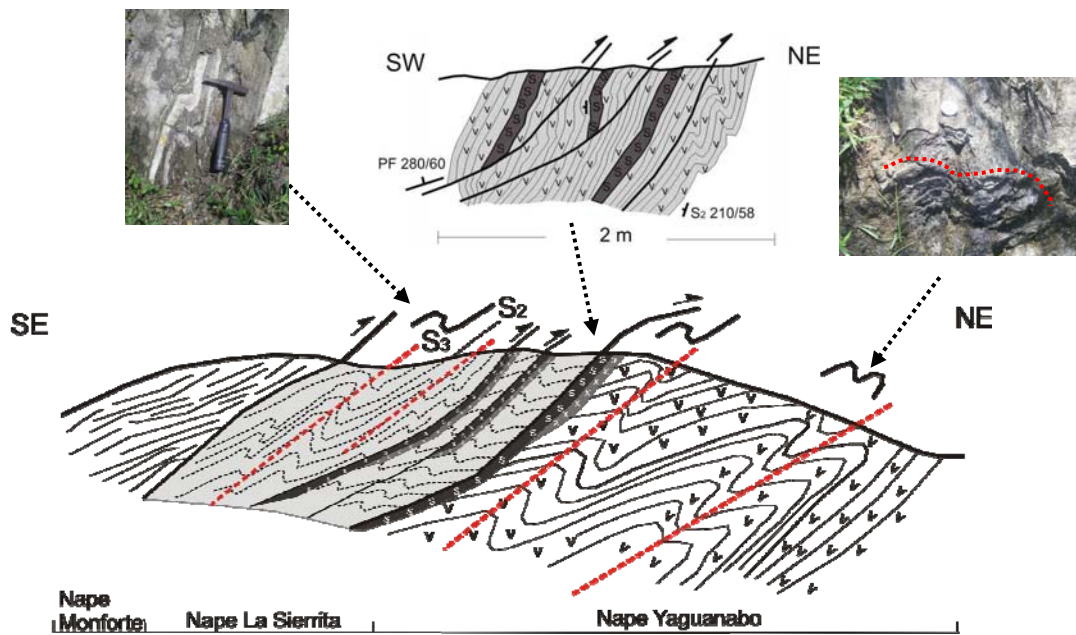


Figura 4.2. Pliegue regional F_3 , volcado al noreste (perfil YG), donde el nappe Yaguanabo es su zona de charnela. Note la asimetría del plegamiento con pliegues tipo Z en el nappe La Sierrita y Yaguanabo, y los pliegues tipo M en este último. La vergencia del plegamiento regional indica movimiento tectónico al noreste. Hay un marcado paralelismo entre S_2 y S_3 en los flancos apretados del pliegue. En negro los horizontes de serpentinitas y las rocas metasomáticas representadas en color gris oscuro.

El hundimiento de los ejes de pliegues F_3 es hacia el noroeste y sureste con ángulos suaves (figura 4.1). Esta orientación tiene correspondencia con las lineaciones minerales de actinolita en los esquistos metavulcanógenos (figura 4.1). Las grietas de cizalla conjugadas indican una orientación de σ_1 hacia el norte de 003° (figura 4.1), asociados a los movimientos inversos al norte - noreste.

4.1.2.3. Nappe Río Chiquito

Ocupa el nivel estructural más bajo de toda la estructura. Subyace al nappe Yaguanabo, pero puede aparecer directamente bajo el nappe La Sierrita. Los contactos son tectónicos con ambos, con serpentinitas en las zonas de contacto (anexo 3). Las superficies planares medidas corresponden a S_2 , S_3 , S_4 , y grietas. La foliación S_2 , a diferencia del resto de los nappes, posee buzamientos suaves (figura 4.1), en contraste con los buzamientos abruptos hacia el borde de la cúpula. La foliación S_3 buza hacia el suroeste, con ángulos moderados hasta 40° . Los ejes de los pliegues F_3 , se hunden hacia el noroeste y sureste respectivamente, al igual que el resto de los nappes de las GSFU (figura 4.1). La superficie más joven es un clivaje de fractura S_4 , también similar al resto de los nappes, lo que demuestra que ha afectado a todas las unidades durante las últimas etapas de plegamiento de la zona. Las grietas de cizalla y cizalla conjugada poseen dos orientaciones diferentes para σ_1 . Una orientación noreste con 003° y otra sureste con 113° (figura 4.1). No está totalmente claro el significado de los movimientos inversos al sureste, sin embargo estos movimientos coinciden en orientación, con los detectados en escamas de calcita en fallas transcurrentes diestras (figura 3.13 s). Se sugiere a manera de hipótesis, que estos movimientos al sureste se originaron después de los movimientos al noreste y antes de los movimientos transcurrentes. En el perfil SM se observaron que los pliegues abiertos de fase F_4 pliegan a la lineación mineral (figura 3.5 A), originada junto con las lineaciones L_3 y la foliación S_3 . A su vez, los micropliegues de charnelas retorcidas al sureste, deforman a la lineación mineral, lo que permite ubicar estos movimientos al sureste en una etapa más joven.

4.2. Generalidades de las estructuras macro y mesoscópicas

De forma general los elementos estructurales medidos en cada nappe reflejan condiciones de deformación en diferentes ambientes y niveles estructurales. Las foliaciones S_1 , S_2 y S_3 son dúctiles y muy penetrativas, y se relacionan a pliegues de diferentes tipos. La superficie S_4 , es un clivaje de fractura espaciado, asociado a pliegues abiertos de plano axial vertical. Se forma en condiciones más frágiles, y niveles estructurales más superficiales. Está asociado a la formación de las cúpulas. Los nappes de las GSFU presentan orientaciones similares con leves variaciones de los elementos estructurales. La diferencia más marcada ocurre con el nappe Monforte donde la variabilidad de los mismos aumenta (figura 4.1), sin embargo la orientación de σ_1 en todos ellos, muestra homogeneidad en su orientación, que refleja que el proceso de superposición de todos ellos estuvo regida por una orientación de σ_1 hacia el norte-noreste-este, y que la formación de S_3 es sincrónica con el movimiento de nappes o que ya las unidades habían comenzado el proceso de exhumación que continuaron durante la formación de S_3 .

Debido a que el área está localizada en la zona de mayor curvatura de la cúpula de Trinidad, se han representado los elementos estructurales en distintos sectores, para ver la relación entre ellos y este proceso tardío. En el mapa tectónico del área (anexo 10), se representa el comportamiento de los mismos en tres sectores: dominio norte del área (perfiles CG, SM, SO), dominio central-suroeste (perfiles YG y GSR) y dominio sur (perfil C). El nappe Monforte no se incluyó dentro de esta clasificación. En el dominio norte la foliación S_2 tiene buzamientos hacia el oeste, en su parte norte, hacia el suroeste en la zona central; y hacia el sur en la zona sur, siguiendo el contorno de la cúpula (anexo 10 y 11). La foliación S_3 , está plegada. En la zona sur, la foliación S_1 buza hacia el sur, similar a la orientación de S_2 (anexo 10 y 11). El clivaje de fractura S_4 , posee buzamientos muy abruptos en el dominio norte ($\sim 90^\circ$), lo que se corresponde con la zona de charnela de un pliegue amplio. Hacia

la zona central, su buzamiento es hacia el noroeste, con ángulos más suaves. En el dominio sur, su buzamiento es hacia el norte-noroeste, con ángulos más suaves (anexo 10 y 11). Este comportamiento refleja que este clivaje está asociado a un pliegue amplio con su zona de charnela y flanco sur dentro del área, mientras que el flanco norte de esta estructura está fuera del área de estudio. En el perfil SM se han reportado pliegues de fase F_4 que representan la manifestación a pequeña escala de estos pliegues regionales (figura 3.5 A).

4.2.1. Relación entre S_2 y S_3

La relación entre las superficies S_2 y S_3 es muy importante en la caracterización estructural, debido a que son las superficies más representativas de la zona. En los perfiles geológicos se ha representado la relación entre las diferentes superficies planares de acuerdo a su buzamiento (anexos 7, 8 y 9). La S_2 guarda una relación definida con la S_3 . Los planos de S_2 son generalmente más abruptos que los de S_3 , aunque aparecen mayormente de subparalelos a paralelos. La S_3 desde el borde de la cúpula hasta su parte central buza con menores ángulos que la S_2 (anexos 7, 8 y 9). Esta situación es estable en todos los perfiles, mientras que hay un cambio de la relación en el perfil YG, dentro del nappe Yaguanabo, en el perfil SM_2 dentro del nappe Monforte, y en el perfil GSR dentro del nappe La Sierrita. En estas áreas, la S_3 tiene buzamientos invertidos respecto a S_2 , aunque aún con ángulos bajos entre ambas. Este hecho indica la existencia de pliegues volcados en dirección noreste, cuyos flancos son muy apretados y donde existe un paralelismo entre S_2 y S_3 (figura 4.2). Esta relación a escala regional ligado a la existencia de serpentinitas paralelas a S_2 , demuestra que la foliación S_2 se formó en los inicios del proceso de exhumación, y que durante la superposición de los nappes se formaron pliegues asimétricos F_3 con vergencia noreste, en los que se ha generado una foliación planar axial asociada, S_3 .

4.2.2. Fallas y grietas

Las fallas inversas son comunes y poseen orientación al noreste, y en algunos casos al sureste. Ellas están relacionadas con movimientos tectónicos al noreste, manifestados en todos los nappes, mientras que los movimientos al sureste, son más restringidos, o han sido revelados solo en el perfil SM. Superpuestas, existen fallas normales más jóvenes, que hacia el borde de la cúpula presentan ángulos suaves, y una componente de desplazamiento horizontal. Las fallas transcurrentes están presentes en diversos perfiles, pero son más abundantes en el perfil YG. Se observan fallas transcurrentes de carácter más dúctil (generadoras de pliegues con ejes abruptos), y otras de carácter más frágil (escamas en planos de fallas).

4.3. Análisis microtectónico en secciones delgadas orientadas

Como método acompañante al mapeo estructural, se efectuaron análisis microtectónicos en secciones delgadas orientadas. Se determinaron las diferentes foliaciones a escala microscópica así como los indicadores cinemáticos en zonas de cizalla, que permiten conocer el sentido del desplazamiento de las unidades. Las letras Pp y P en las secciones delgadas significan la orientación de las mismas, perpendicular a la foliación principal S_2 , y paralela a ella respectivamente. El tope de la muestra se encuentra siempre hacia la parte superior de las fotos.

4.3.1. Nappe Monforte

Se han identificado tres superficies planares a escala microscópica. La foliación S_1 aparece plegada, dentro de microlitons (figura 4.3 A), es común dentro de porfiroblastos de albita, o formando ángulos bajos con S_2 . En la foliación S_2 se orientan casi la mayoría de los minerales metamórficos y aparece generalmente plegada. Planar axial de las crenulaciones se desarrolla una nueva superficie planar S_3 , (figura 4.3 B). El sentido de transporte tectónico que indican los indicadores cinemáticos revelados, es hacia el norte y este. La figura 4.3 C muestra microfallas sintéticas al movimiento que

desplazan a microlitons compuestos por calcita deformada, y dominios foliados donde están presente micas. El sentido de movimiento indicado es hacia el norte. La presencia de mica fish ha sido ampliamente usada en estudios de microtectónica como indicadores invaluable de sentido de movimiento tectónico (Eisbacher, 1970; Simpsons and Smith, 1983; Lister and Snoke, 1984, Goldstein, 1988). Granos individuales de micas pueden evolucionar en mica fish, sin embargo, en rocas policristalinas, pueden formar una foliación policristalina de tipo fish, con orientación similar a los mica fish característicos. En la muestra CG-12 se han formado bandas con recrystalización dinámica de cuarzo, dentro de las cuales hay desarrollo de mica fish. El sentido de movimiento indicado por los fish de mica es hacia el este (figura 4.3 D).

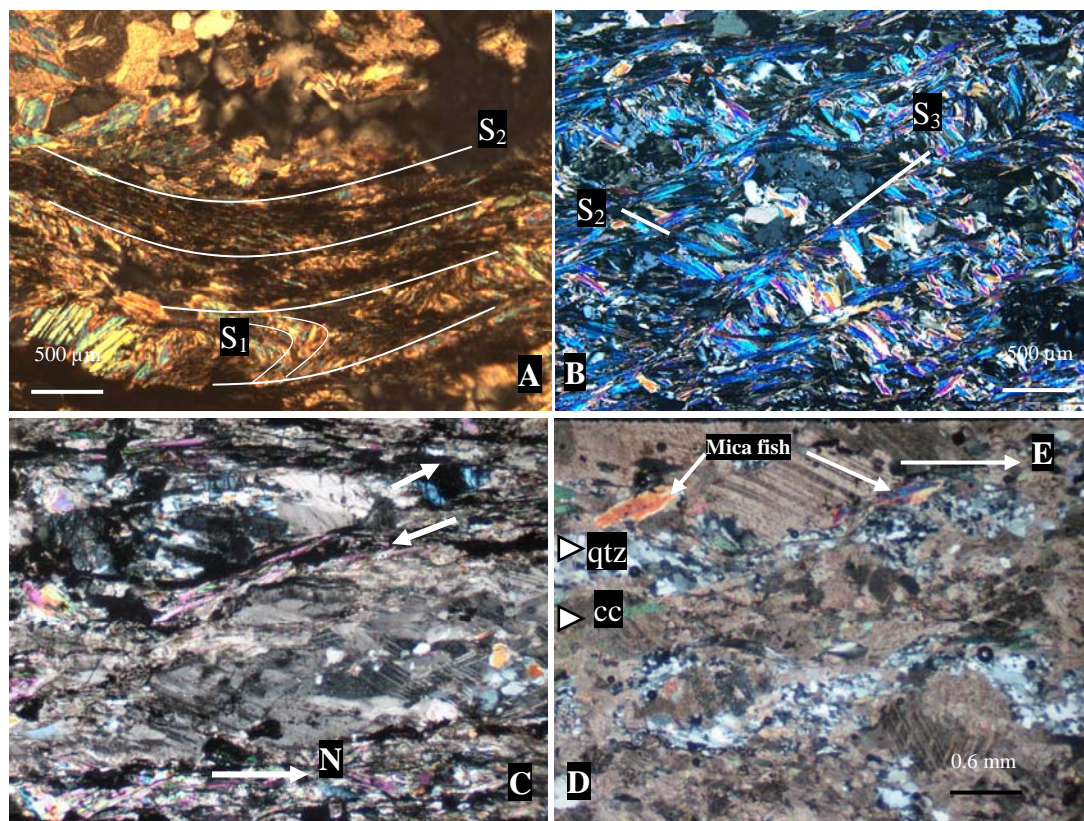


Figura 4.3 A) S_1 conservada dentro de microlitons en esquistos carbonatados micáceos. Muestra CG-11 (Pp), perfil CG. B) Relación de S_2 y S_3 en esquistos pelíticos. Muestra Sbp-74 (Pp), perfil CP. C) Microfalla sintética al movimiento norte en esquistos carbonatados de la zona de contacto entre el nappes la Sierrita y Monforte. Muestra CG-11 (Pp), perfil CG. D) Bandas de recrystalización dinámica en cuarzo con desarrollo de mica fish en esquistos carbonatados con textura milonítica. Muestra CG-12 (Pp), perfil CG.

4.3.2. Nappe La Sierrita

Se han identificado tres foliaciones S_1 , S_2 y S_3 . La foliación S_1 es relíctica, definida por inclusiones de minerales (frecuentemente micas), dentro de porfiroblastos de albita, oblicuas a la foliación principal S_2 (figura 4.5 A). La foliación S_2 está plegada y en ella se orientan casi todos los minerales. En la foliación S_3 se orientan mayormente, filosilicatos. Muchas se observan tres foliaciones superpuestas. Los indicadores cinemáticos en este nappe son variados e indican sentido de movimiento al norte y noreste. En las zonas de contacto tectónico entre nappes predominan las milonitas de diferente composición. En la figura 4.5 B se pueden observar pliegues asimétricos vergentes al norte en zonas de contacto tectónico entre escamas dentro del nappe La Sierrita y “pressure fringes” en minerales metálicos cuyas colas indican transporte tectónico al noreste (figura 4.5 C). Se han observado además estructuras sigma (porfiroclastos) rotadas, con movimiento al norte (figura 4.5 D).

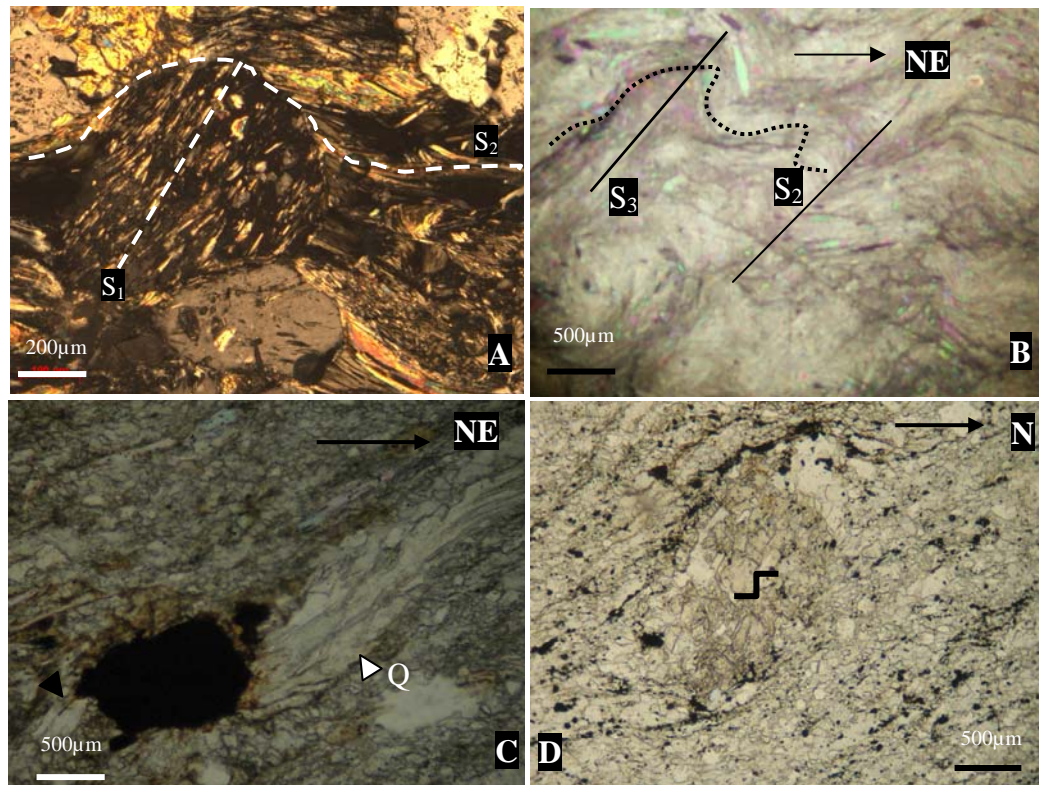


Figura 4.5. A) Foliación antigua S_1 en porfiroblastos de albita. Definida por inclusiones de albita y opacos. Metabasita, muestra Y-22(Pp), perfil YG. B) Pliegue asimétrico con vergencia noreste en esquistos talcosos miloníticos. Muestra YG-20 (Pp), perfil YG. C) Pressure fringes en mineral metálico de una milonita carbonatada, movimiento al noreste. Muestra SO-40 (Pp), perfil SO. D) Estructura σ (definida por albita) cuya asimetría indica movimiento al norte. Muestra SO-40 (Pp), perfil SO.

4.3.2. Nappe Yaguanabo

En el nappe Yaguanabo, se observan las superficies S_1 , S_2 y S_3 . Todas generadas en ambiente dúctil. La S_1 está conservada en porfiroblastos de albita, discordante con la foliación principal S_2 (figura 4.6 A y B). La foliación S_2 forma pliegues de crenulación asimétricos. La S_3 se forma planar axial a S_2 (figura 4.6 A). En S_1 se orientan minerales opacos y micas. No se han reportado indicadores cinemáticos.

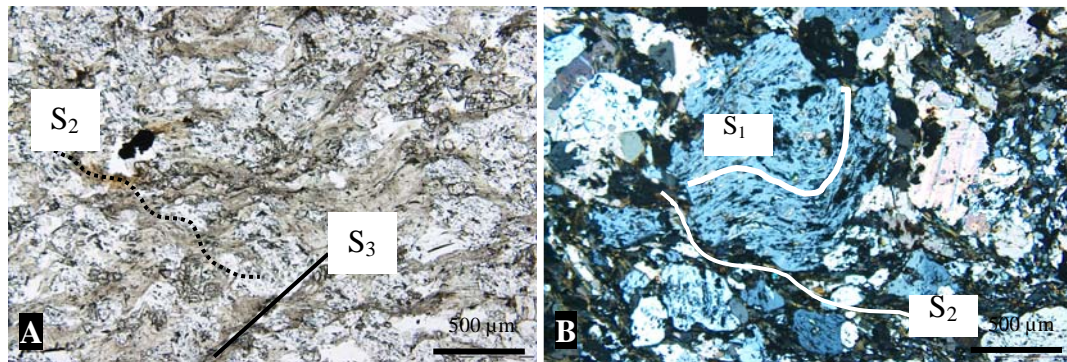


Figura 4.6. Foliaciones S_2 y S_3 en metabasita de la Formación Yaguanabo. Muestra YG-15 (Pp), perfil YG. B) Foliación S_1 plegada dentro de albita, discordante con la foliación principal S_2 . Calcoesquisto del Litodema Yaguanabo. Muestra YG-17b (Pp), perfil YG.

4.3.3. Nappe Río Chiquito

En este nappe el plegamiento de S_2 se observa de forma espectacular en la muestra SR-65b (figura 4.7 A), donde se puede ver la superposición de S_1 , S_2 y S_3 . La foliación S_1 está preservada dentro de cristales de epidota discordante con la externa (S_2). A su vez, el plegamiento de S_2 genera una nueva foliación planar axial S_3 , (figura 4.7 B).

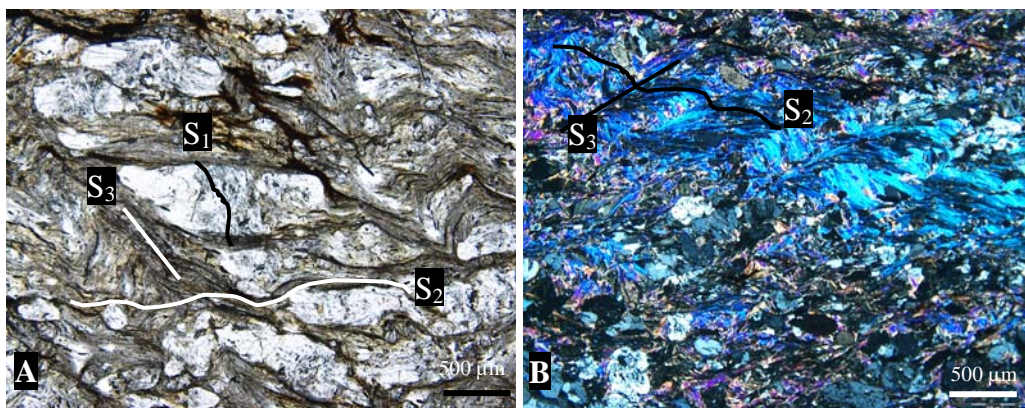


Figura 4.7. A) Foliaciones S_1 , S_2 y S_3 en metabasita. S_1 dentro de porfiroblastos de epidota. Muestra SR-65b (Pp), perfil GSR. B) Foliación S_2 y S_3 en metapelita. Muestra SR-65 (Pp), perfil GSR.

4.4. Generalidades de las estructuras microscópicas

Como puede observarse en el análisis microscópico no se ha revelado la superficie S_4 , más tres superficies de carácter dúctil que se corresponden con las mapeadas a escala de afloramiento. **La S_1** es una foliación preservada dentro de porfiroblastos frecuentemente de albita, y menos comúnmente epidota; discordante con la foliación principal S_2 . Se trata de una foliación antigua que ha sido obliterada por una nueva foliación S_2 . **La S_2** es muy penetrativa y forma crenulaciones en casi todos los tipos de rocas. En ella se orientan casi todos los minerales presentes en las rocas. Es muy visible en los dominios micáceos. En las charnelas de los micropliegues, los filosilicatos definen una nueva dirección planar **S_3** . Todas estas foliaciones se definen en todos los nappes, y es posible clasificarlas por sus relaciones, criterios texturales y superposición. Los criterios macro y microscópicos aseguran el carácter relíctico de la foliación S_1 , lo que permite corroborar que la foliación principal mapeada en todos los nappes de la zona es de orden dos (S_2). Los indicadores cinemáticos estudiados demuestran que los movimientos tectónicos principales tienen dirección norte y noreste, lo que es sostenible con los datos de campo obtenidos, y los valores revelados por las grietas de cizalla conjugadas (figura 4.1).

4.4. Fases de deformación

Deformación D_1

Afecta a todas las secuencias rocosas. Deforma a S_0 y se genera la foliación S_1 . Esta foliación según los datos de campo y microscópicos es relíctica, y preservada en bloques (figuras 3.4 y 3.8) aunque en determinadas ocasiones se ha observado su plegamiento y la formación de un clivaje S_2 , planar axial. Los escasos pliegues de las superficies S_0 son similares hasta isoclinales (figura 3.1 A). Las dimensiones de los pliegues son del orden de centímetros hasta metros. Las superficies S_0 aparecen orientadas en muchas ocasiones paralelas a la dirección de S_2 . Su carácter relíctico y transpuesto se

manifiesta tanto en el nappe Monforte como en los nappes de las GSFU. Se produce en un régimen dúctil asociada al proceso de **subducción** de las unidades.

Deformación D_2

Afecta a todos los nappes del área. Generadora de la foliación S_2 . Es muy penetrativa y prominente en todas las unidades. La relación entre esta superficie y la S_1 es solo visible en algunos afloramientos, pues la S_1 ha sido transpuesta junto a S_0 , en la dirección de S_2 . Cuando se observan pliegues de fase F_2 son generalmente asimétricos, similares, y sinusoidales, con plano axial buzando al suroeste, (figura 3.1 A). Los ejes de estos pliegues se hunden al este-oeste (figura 4.1). En ocasiones se revelan charnelas de micropliegues desmembrados que constituían pliegues isoclinales antiguos. La foliación S_2 es el elemento planar más representativo de esta fase y del área. Su buzamiento regional es hacia el suroeste, con ángulos abruptos en la periferia de la cúpula, que se hacen más suaves hacia el interior. Los horizontes de serpentinitas paralelos a S_2 , indican el inicio de la superposición de los nappes durante esta fase. A nivel microscópico se revelan zonas de cizalla dúctil con indicadores cinemáticos que indican movimientos al norte-noreste. Se produce en un régimen deformacional dúctil a dúctil-frágil en el proceso de **subducción y colisión**.

Deformación D_3

Afecta a todas las unidades. Los pliegues generados en esta fase son asimétricos vergentes al noreste (figura 4.8). La S_2 forma pliegues métricos y hectométricos, con una foliación planar axial, S_3 asociada. A esta deformación se asocian cabalgamientos al noreste en todos los nappes. El contacto entre nappes está caracterizado por clivaje sigmoidal milonítico (figura 4.2), pliegues de arrastre (figuras 3.12 B), estructuras sigma rotadas (figura 3.12 D), y estructuras duplex (figura 4.2), todas indicativas de movimientos al noreste. Se generan también pliegues con planos axiales horizontales acostados en la dirección de los movimientos (figura 3.14 C). Se forma una lineación mineral

formada por actinolita y micas, paralela a los ejes de los pliegues, , y cuya orientación es sureste y noroeste, igual a la orientación de los ejes de pliegues F_3 (figura 4.1) y las lineaciones de intersección L_3 (figura 4.1). Se forman grietas de cizalla, cizalla conjugada, híbridas conjugadas y de extensión. La orientación de las primeras ofrece una orientación norte-noreste desde 003° a 098° de σ_1 . Las grietas de cizalla en el nappe Río Chiquito ofrecen una orientación diferente para σ_1 hasta sureste de 113° (figura 4.1), lo que se corresponde con cabalgamientos hacia el sureste. En afloramientos individuales, se comprobó que los movimientos al sureste son más jóvenes. Esta fase se considera la última etapa del proceso de superposición (consolidación) y formación de la estructura nappe escamada del área. Se produce en un ambiente dúctil a dúctil-frágil cuando las unidades se estaban superponiendo a través de fallas de sobrecorrimento con dirección noreste, en el proceso de colisión y exhumación.



Figura 4.8. Pliegues asimétricos F_3 , con vergencia noreste, con flanco largo buzando al suroeste, típicos de la fase de deformación D_3 .

Deformación D_4

Está representada por un clivaje de fractura S_4 espaciado en todas las unidades que afecta a las rocas ya plegadas y sobrecorridas. Está asociado al proceso de formación de la cúpula, y se corresponde con la orientación de un pliegue regional abierto (anexo 11). Los pliegues de esta fase son abiertos y con planos axiales verticales (figura 4.9). Sus ejes se hunden al suroeste y noreste (figura 4.1). Ha quedado demostrado que este clivaje está Las dimensiones de los pliegues F_4 varían desde centímetros a kilómetros. Se observan a pequeña escala (figura 3.5 A) asociados con la formación de

grietas en escalón que indican niveles estructurales de ambiente dúctil-frágil. En esta fase ya estaba consolidada la estructura de nappes y las unidades se exhuman como un domo, durante la **exhumación final** del Escambray.

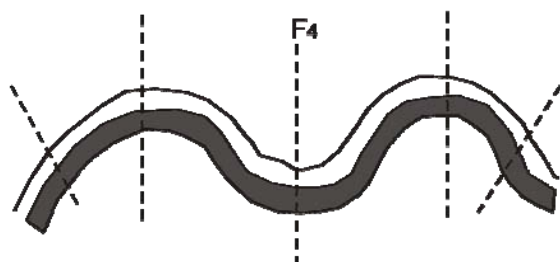


Figura 4.9. Pliegues abiertos con plano axial vertical de la fase D₄.

Deformación D₅

A esta fase se relacionan algunos pliegues de carácter local, con ejes muy abruptos, asociados al origen de las fallas transcurrentes (figuras 3.12 B). Son comunes fallas transcurrentes de carácter frágil. El movimiento definido por las mismas es noroeste-sureste (figura 3.13 s). En el área se han reportado movimientos inversos al sureste. La coincidencia en orientación de estos últimos, con las fallas transcurrentes, indica que ellos progresaron hacia movimientos transcurrentes, posiblemente relacionados al choque diferencial con las rocas del arco volcánico Cretácico, como puede observarse por el contacto sinuoso entre ambos complejos (figura 1.4). Fallas normales, más abundantes en el borde de la cúpula (perfil SO), afectan a la secuencia, y se trata del evento más joven reportado para la zona. El ambiente deformacional es frágil. En la tabla 3, anexo 29 se relacionan todas las fases de deformación descritas por nappes, con sus características individuales referentes a plegamiento, lineaciones, foliaciones, fábricas microscópicas, etc.

CAPÍTULO V. PETROLOGÍA

En este capítulo se describen las rocas estudiadas bajo el microscopio petrográfico de acuerdo a su tipo de metamorfismo independientemente de sus protolitos, se realiza un análisis de las asociaciones minerales y las texturas, y se establece la trayectoria P-T sufridas por las rocas estudiadas, además se vinculan aspectos de química mineral y las deformaciones. A continuación se define la terminología empleada en este capítulo.

Texturas: Forma y orientación de todos los rasgos observables de las asociaciones minerales en una roca. Esto incluye lamellas, orientación de minerales según planos de foliación, superposición de foliaciones y formación de neoblastos, plegamientos y fracturas, vetas tardías, etc. En la descripción de las foliaciones se han empleado los términos, dominios micáceos y microlitons. **Los dominios micáceos** son superficies planas paralelas a la foliación, ricos en minerales como las micas, ilmenita, grafito, rutilo, apatito y zircón. Los microlitons contienen minerales como el cuarzo, que muestran una débil o ninguna orientación preferente, o elementos oblicuos a los dominios micáceos (Passchier y Trouw, 1998).

5.1. Tipos de rocas y microestructuras

La mineralogía de todas las rocas y las proporciones relativas de los minerales (estimados visuales) se muestran en el anexo 27, tabla 1, y su posición geográfica en el anexo 12. Las rocas más características del área son de afinidad sedimentaria (esquistos carbonatados, mármoles, rocas calcosilicatadas, metapelitas, metapsamitas y cuarcitas) conformando alrededor del 60% del total de las tipologías rocosas, además de rocas metavolcánicas (metabasitas), metaultrabásicas, y metasomáticas.

5.1.1. Rocas metamorfizadas en facies de esquistos verdes (metamorfitas de bajo grado)

Son muy representativas en los nappes de las GSFU, sin embargo aparecen también en el nappe Monforte, pues las metabasitas de este nappe han sufrido un metamorfismo retrogrado en facies de esquistos verdes. Están compuestas generalmente por calcita, fengita, clorita, albita, cuarzo, (anfíbol), y minerales metálicos.

5.1.1.1. Esquistos carbonatados

Los esquistos tienen contenidos variables de calcita, pero generalmente poseen más de un 50% y hasta un 70%. Son comunes a casi todos los Litodemas de la zona (anexo 27, tabla 1). Su composición mineralógica total está dada por calcita \pm mica blanca \pm albita \pm cuarzo \pm clorita y minerales metálicos (anexo 27, tabla 1). En la foliación S_2 se orientan la calcita, cuarzo, fengita, albita y clorita. La calcita se encuentra generalmente maclada y/o redepositada en vetas tardías, o fuertemente elongada formando verdaderas milonitas carbonatadas. El cuarzo y la clorita son típicos en los fringes de los minerales metálicos. Las fengitas están distribuidas en la interfase con la calcita y en ocasiones solo por su orientación, es posible discernir una foliación débil en estas rocas. La clorita es más común rellenando grietas tardías y/o redepositada en pressure fringes de minerales metálicos.

5.1.1.2 Mármoles

Son generalmente másivos, de grano fino a medio y pueden estar foliados. Tienen calcita ($\geq 70\%$) y pueden aparecer de forma subordinada, fengita, cuarzo, clorita y minerales metálicos (anexo 27, tabla 1). Las microestructuras son similares a los esquistos carbonatados pero aquí la calcita está recrystalizada, sin orientación preferente. Se observan frecuentemente, procesos de recrystalización dinámica. Es común la redeposición de la calcita en vetas. Presentan además minerales metálicos que aparecen dispersos en la matriz carbonatada o están depositados en vetas. La mica es escasa, pero

cuando existe, define una foliación débil. Fuera de las microestructuras interesantes que puedan presentar, los mármoles no presentan interés desde el punto de vista petrológico y mineralógico.

5.1.1.3 Rocas calcosilicatadas (calcoesquistos)

Los calcoesquistos contienen más de un 50% de minerales calcosilicatados (granate, epidota, anfíbol, titanita) junto con calcita, entre un 10-20% (anexo 27, tabla 1). Tienen textura foliada en la mayoría de los casos, aunque pueden ser también másivas, con restos de una foliación antigua S_1 conservada dentro de porfiroblastos de cuarzo y plagioclasa, como es el caso de la muestra CP-73 del Litodema Loma La Gloria (anexo 27, tabla 1). En las muestras que tienen granate (CP-73, figura 5.1 A), solo existen vestigios de una foliación S_1 , por la orientación de prismas finos de actinolita dentro de cuarzo y plagioclasa. La matriz no está orientada y está compuesta por granate, fengita, epidota, cuarzo, albita, titanita y minerales metálicos (anexo 27, tabla 1). En las rocas foliadas la composición mineralógica es similar, aunque tienden a ser más ricas en anfíbol, y pueden contener o no granate. En las unidades de las *GSFU* estas rocas tienen una composición mineralógica variable formada por clorita \pm albita \pm fengita \pm actinolita \pm epidota \pm calcita \pm biotita \pm titanita, cuarzo, minerales metálicos, minerales opacos, y feldespato potásico, que definen la foliación S_2 , y se observan en los Litodemas Yaguanabo, El Tambor, y Los Cedros (anexo 27, tabla 1). Se diferencian de un subtipo a otro por la presencia o no de anfíbol y biotita. Tienen textura foliada. Presentan biotita, y/o feldespato potásico. La fengita forma parte de inclusiones dentro de porfiroblastos de albita, o está orientada en la matriz, según la dirección de la foliación S_2 , forma incluso grandes cristales (32 -240 μm) desorientados (pre S_2 (D_2)) dentro de albita, y casi ausente en la matriz S_2 , en cristales más pequeños, hasta 3 μm (figura 5.1 B). Está frecuentemente reorientada en la dirección de S_3 . La albita forma porfiroblastos englobados en la foliación S_2 , y contienen numerosas inclusiones de minerales opacos y fengitas que definen una foliación S_1 . La asociación mineralógica según S_1 está compuesta

por albita \pm fengita \pm epidota \pm grafito. La biotita solo se manifiesta en la matriz S_2 , en los bordes de clorita. La calcita forma parte de las sombras de presión de porfiroblastos de albita y/o epidota, o como un proceso tardío en los planos de maclas de la albita. El feldespato potásico es escaso, y sólo se ha observado en una muestra (YG-17b, anexo 27, tabla 1; anexo 35, tabla 9 a), en la matriz de la roca junto a la fengita, biotita y clorita. Los cristales son muy pequeños $\leq 5\mu\text{m}$.

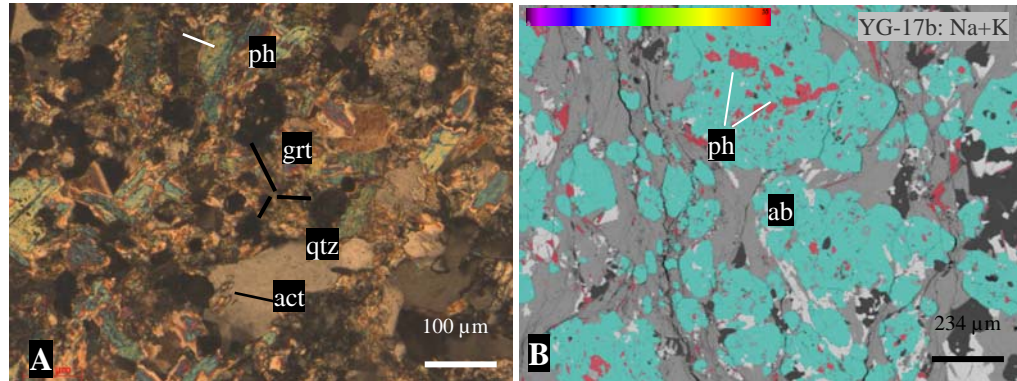


Figura 5.1. A) Fengita en grandes cristales desorientados en la matriz de un calcoesquisto de grano fino. Matriz formada por cuarzo, granate euhedral y agujas de actinolita, muestra CP-73, Nappe Monforte. B) Imagen de Na+K de un calcoesquisto que muestra la presencia de fengita (púrpura) como inclusiones desorientadas dentro de albita (azul). Los cristales de fengita en la matriz son de menor tamaño y menos abundantes. La matriz compuesta fundamentalmente por clorita, cuarzo y calcita, muestra YG-17b, Nappe Yaguanabo. La barra de colores indica altos contenidos (rojo) y bajos contenidos (violeta).

5.1.1.4 Metapelitas

Las metapelitas contienen un 40% de micas y hasta un 60% de cuarzo y feldespatos. Transicionan a pelitas calcáreas con calcita y micas. Tienen textura foliada definida por dominios micáceos (muestra CP-74, Litodema Loma La Gloria, anexo 27, tabla 1). La foliación S_2 está dada por fengita \pm cuarzo \pm clorita \pm albita \pm calcita \pm epidota (figura 5.2 A). Las metapelitas calcáreas, están compuestas por fengita \pm cuarzo \pm albita \pm clorita \pm calcita, epidota, grafito, y titanita que definen la foliación S_2 . Esta foliación presenta dominios micáceos y cuarzosos como es el caso de la muestra SR-65 del Litodema El Tambor (anexo 27, tabla 1). También se observa una foliación superpuesta S_3 . La albita forma porfiroblastos englobados por las fengitas en la foliación S_2 . Tienen inclusiones orientadas de grafito

y micas, discordantes con la foliación principal, que definen una foliación S_1 . En la dirección de S_3 se orientan la fengita y clorita. Existe una transición entre estos esquistos pelíticos cálcareos y los esquistos pelíticos. En los últimos el contenido de micas aumenta hasta un 40%, y el cuarzo es más abundante (hasta 50%). No tienen calcita.

5.1.1.5 Metapsamitas

Las metareniscas o metapsamitas, están compuestas entre 50% - 80% por cuarzo, y pueden contener micas hasta un 20%. Presentan una foliación espaciada definida por dominios micáceos, y microlitons formados por cuarzo. Existen variedades con calcita. Pueden presentar fengita ($\leq 30\%$), abundante cuarzo (60%), y minerales metálicos (anexo 27, tabla 1, Litodema Loma La Gloria). Su textura es granolepidoblástica. La asociación fengita \pm cuarzo \pm clorita \pm albita \pm epidota \pm titanita, y metálicos define la foliación S_2 . En el Litodema El Tambor la composición mineralógica según S_2 es definida por cuarzo \pm fengita \pm clorita \pm granate \pm epidota \pm hematita. La textura es foliada. Poseen una foliación S_1 representada por la orientación de fengitas y cloritas con un ángulo de $\sim 25^\circ$ con la foliación S_2 (figura 5.3 A).

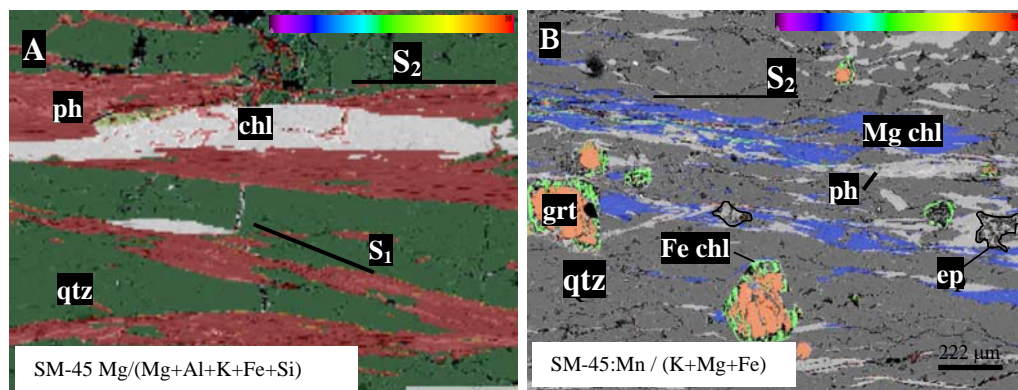


Figura 5.3. A) Imagen de (Mg+Al+K+Fe+Si) de la muestra SM-45, Litodema El Tambor, donde se observa la orientación de clorita y fengita según S_1 y S_2 . B) Imagen de Mn/(K+Mg+Fe) de un esquisto cuarzo micáceo con granate que muestra granates (naranja) rodeados de clorita retrógrada rica en hierro (verde), muestra SM-45, Nappe La Sierrita. La barra de colores indica altos contenidos (rojo) y bajos contenidos (violeta).

La clorita se manifiesta en dos variedades, una rica en magnesio y otra rica en hierro. Las ricas en magnesio forman la foliación S_2 . También está orientada en la dirección de S_1 (figura 5.3 B) mientras que las ricas en Fe se presentan en los bordes de granate. El granate forma cristales euhedrales, generalmente esqueléticos. La gran mayoría muestra evidencias de retrogresión al ser sustituidos por clorita en los bordes (figura 5.3 B). La clorita reemplaza parte de las sombras de presión. Los porfiroblastos están englobados en la foliación principal y presentan sombras de presión de fengitas. Este es el único tipo de roca donde se han encontrado evidencias de procesos de retrogresión marcados dentro de las GSFU.

5.1.1.6. Cuarcitas

Han sido estudiadas solo en los nappes de las GSFU. Son rocas compuestas casi totalmente de cuarzo (más de 80%), reveladas solo por la muestra C-146 del Litodema Los Cedros, en el perfil Caleta de Muñoz-El Colorado (anexo 27, tabla 1). El cuarzo presenta grandes cristales con formación de subgranos y una reducción intensa del tamaño del grano con extinción ondulatoria fuerte. También se evidencia un proceso de recristalización dinámica parcial.

5.1.1.6. Rocas metavolcánicas (metabasitas)

Son de grano fino, generalmente foliadas, con una composición mineralógica representada por albita \pm actinolita \pm magnesio hornblenda \pm epidota \pm fengita \pm clorita \pm biotita \pm titanita, hematites, y zircón en la foliación S_2 . Son características de casi todos los Litodemas presentes en la zona (anexo 27, tabla 1), excepto los mármoles San Juan. El plegamiento de S_2 origina una foliación planar axial, S_3 (figuras 4.6 A, 4.7 A y B). La albita forma porfiroblastos cuyos tamaños alcanzan hasta 1 mm, con inclusiones de epidota, fengitas, anfíbol y titanita, que pueden ser aleatorias sin orientación preferente (figura 5.1 B), rectas y/o plegadas, pero siempre discordantes con la matriz, lo que indica que

pertenecen a una antigua foliación S_1 (figura 4.6 B). La magnesio hornblenda coexiste con la actinolita en la muestra SR-62 formando la foliación S_2 , aunque puede estar también dentro de albita (figura 5.4 B). Ambas sufren deformaciones afines. Las fengitas forman cristales alargados, orientadas en tres direcciones S_1 , S_2 y S_3 (figuras 4.5 A, 4.7 A). La clorita se observa comúnmente con un borde de biotita (figuras 5.4 A) y en las sombras de presión de albita. La biotita se encuentra siempre en la matriz S_2 (figura 5.4 A), o en sombras de presión de porfiroblastos de albita. De forma accesoria aparecen titanitas, hematites y zircón. El análisis de los datos químicos de las metavulcanitas indica que se trata de rocas volcánicas desarrolladas en un ambiente de margen continental pasivo, que fueron intercaladas con los metasedimentos (Cruz Gámez *et al.*, en prensa).

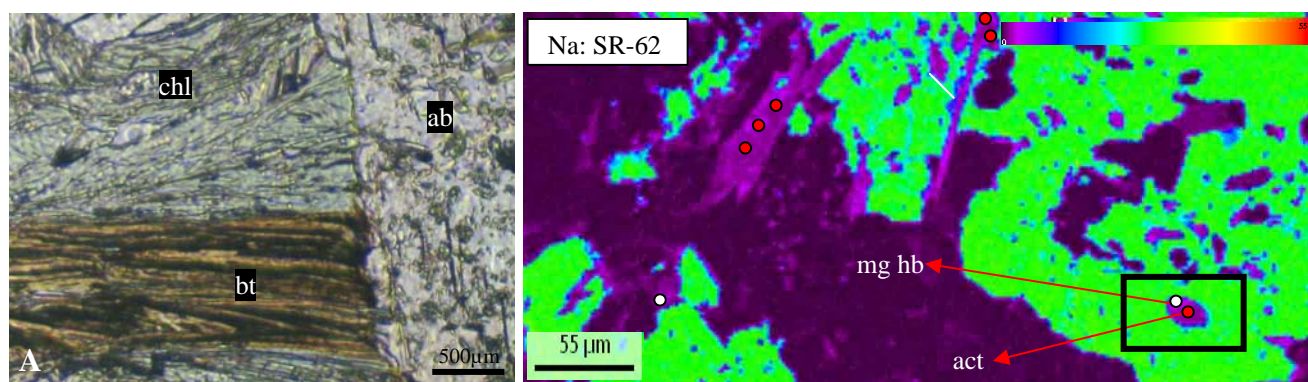


Figura 5.4. A) Biotita en bordes de clorita, muestra SR-62, nappe Río Chiquito. B) Imagen de rayos X de la banda de Na que muestra datos composicionales y de textura de la muestra SR-62. Magnesio hornblenda (puntos blancos) y actinolita (puntos rojos) en la matriz S_2 . En área cuadrada, anfíbol dentro de albita con centros de actinolita y bordes de magnesio hornblenda, lo que se corresponde con un crecimiento prógrado. La barra de colores indica altos contenidos (rojo) y bajos contenidos (violeta).

Las metabasitas del Litodema Yaguanabo y El Tambor son muy similares en su composición mineralógica (anexo 27, tabla 1). En ambas hay abundante anfíbol (actinolita), aunque se observan diferencias en el contenido de clorita, muy abundante en Yaguanabo y formando la foliación principal S_2 junto a actinolita. En El Tambor, el anfíbol pasa de actinolita a magnesio hornblenda a diferencia de Yaguanabo, aunque aún dentro de la facies de los esquistos verdes, pues la plagioclasa sigue siendo albita y aún coexiste clorita.

5.1.1.7 Rocas metaultramáficas

Presentan una composición mineralógica monótona, formadas por más de un 70% de antigorita y también incluyen talco, tanto en la mása de roca junto a la antigorita y/o rellenando venas. Estas rocas son particularmente abundantes en los nappes de las GSFU. Se presentan en contactos tectónicos entre unidades de orden superior y también en el contacto entre escamas (anexos 7 C, 9 B y C).

5.1.1.7.1 Serpentinitas antigoríticas

Están compuestas por antigorita en una mása desorientada, donde puede coexistir con talco (figura 5.5 A). Han sido observadas en contactos tectónicos y en escamas asociadas a los Litodemas El Tambor y Los Cedros (anexo 27, tabla 1), sin embargo pueden aparecer también en los Litodemas La Sabina, Loma La Gloria y Cobrito. Las mismas pueden ser fragmentos de corteza oceánica introducidos mecánicamente a través de fallas y de ahí su posición controlada por contactos tectónicos. No se han observado relictos de minerales primarios como olivino o piroxenos. Los análisis de SEM indican la presencia de óxidos de hierro y contenidos de níquel y cromo. Esta composición química y mineralógica es típica de rocas ultrabásicas, que en este caso han sido metamorfizadas en facies de esquistos verdes.

5.1.1.7 Esquistos actinolíticos talcosos

Han sido nombrados así por su composición mineralógica y su textura foliada. Son rocas prácticamente monominerales. Contienen alrededor de un 70-90% de anfíbol, actinolita (anexo 27, tabla 1). El resto lo componen cristales de antigorita y talco. Al igual que las serpentinitas, aparecen en zonas de contactos tectónicos entre unidades y subunidades en los Litodemas El Tambor y La Sabina (anexo 27, tabla 1) aunque con más frecuencia en el primero. Los cristales han sido

intensamente plegados. La antigorita se observa en cristales hojosos, de birrefringencia muy baja (figura 5.5 A). La actinolita se presenta tanto en secciones basales como prismáticas. Es interesante la presencia de una mása talcosa de grano muy fino y cristales de antigorita (similares a los observados en las serpentinitas), en muchas ocasiones, cortando a la matriz foliada. La presencia de talco además de estar relacionada con la facies metamórfica, puede estar condicionada por la acción de fluidos que provocan un metasomatismo en las rocas adyacentes. En las observaciones de campo, las rocas adyacentes a estos esquistos y serpentinitas tienen un aspecto talcoso característico. Pueden formar verdaderas milonitas. El origen de estas rocas es dudoso, pudiendo tratarse de rocas metaultramáficas con un proceso metasomático sobreimpuesto, o rocas metasomáticas, dada la composición monomineral de anfíbol, en muchos casos.

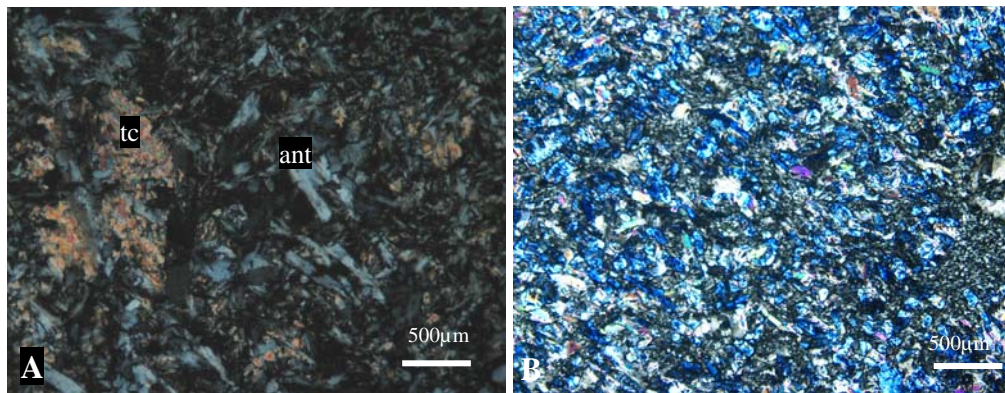


Figura 5.5. A) Serpentinita antigorítica sin relictos de minerales primarios. La matriz no está orientada y está formada por antigorita y talco, muestra SM-50, Nappe La Sierrita. B) Roca metaultrabásica con un proceso metasomático sobreimpuesto. La mása gris oscura de fondo es antigorita, y los minerales de color azul intenso son epidotas (zoisitas). La roca es una epidotita. Nappe La Sierrita.

5.1.1.9 Epidotitas

Son rocas raras que se presentan solamente en zonas de contacto tectónico entre nappes. El contenido de epidota puede llegar hasta 60-70% (muestra 7CF6B, anexo 27, tabla 1) de la composición mineralógica total. La epidota sobreyace de forma tardía, a cristales de antigorita (figura 5.5 D). No se han detectado fuera de las zonas de contacto tectónico.

5.1.2 Rocas metamorfizadas en facies de esquistos azules (metamorfitas de alta presión y bajo grado).

Las metabasitas del nappe Monforte son esquistos de carácter básico intercaladas con las rocas metasedimentarias, o en contactos tectónicos con ellas. Son rocas porfidoblásticas o también, foliadas en las que se evidencian procesos de retrogresión en facies de esquistos verdes. La muestra SM-82 del Litodema Loma La Gloria, está compuesta por una variedad amplia de minerales (anexo 27, tabla 1). La textura es porfidoblástica (figura 5.6 A). Los minerales más espectaculares son granates euhedrales en grandes cristales que alcanzan hasta los 2 cm de tamaño, en una matriz retrógrada, típica de las facies de esquistos verdes, compuesta por actinolita, clorita, plagioclasa, epidota y titanita, y escasos cristales de mica blanca (figura 5.6 B). Dentro de los granates son comunes inclusiones de glaucofana, albita, epidota y fengita. Los granates están parcial o totalmente retrogradados a clorita (figura 5.6 B). La glaucofana no aparece en la matriz, donde predomina la actinolita (figura 5.6 B) lo que manifiesta la existencia de un metamorfismo de alta presión previo, y la sobreposición de un metamorfismo en facies de esquistos verdes, por la presencia de actinolita en la matriz junto a la asociación retrógrada acompañante. Los minerales del pico metamórfico están representados por granate + glaucofana + fengita correspondiente a la facies de esquistos azules. La asociación mineral que denota condiciones de retrogresión estaría compuesta entonces por clorita + actinolita + albita + epidota. El metamorfismo de alta presión se revela solo en las metabasitas intercaladas con los metasedimentos. Se han reportado eclogitas y metabasitas en la unidad III del Escambray que poseen asociaciones mineralógicas típicas de la facies de esquistos azules, y que ha sido interpretado como un proceso de retrogresión (correspondiente al metamorfismo de la unidad II) de una facies metamórfica de más alto grado (Millán, 1997c).

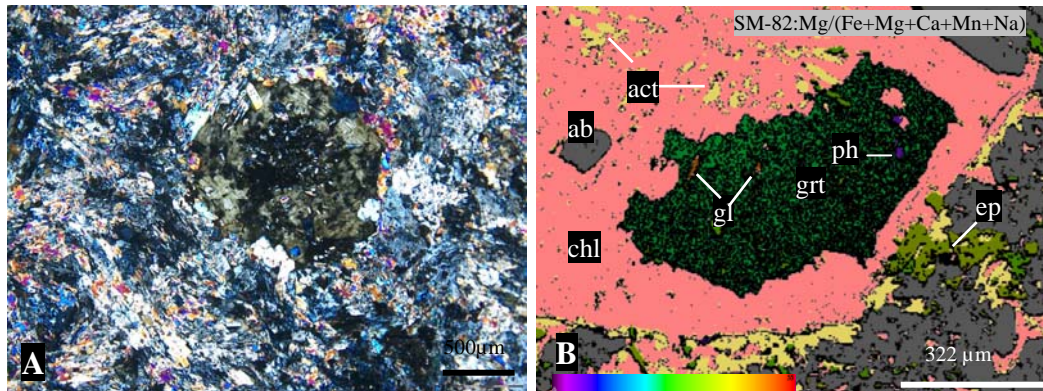


Figura 5.6. A) Textura porfidoblástica de la muestra SM-82 del nappe Monforte. Granate euhedral parcialmente retrogradado a clorita. Solo se preserva parte del núcleo. Matriz compuesta por actinolita, clorita, epidota, albita y titanita. B) Imagen de $Mg/(Fe+Mg+Ca+Mn+Na)$ que muestra datos de composición de la muestra SM-82. Porfidoblasto de granate casi totalmente transformado a clorita (rosada). La matriz está compuesta por albita (gris), actinolita (amarillo), clorita (rosada), epidota (verde claro) y titanita (verde oscuro). Existe glaucofana (naranja), fengita (violeta), y clorita dentro de granate. La barra de colores indica altos contenidos (rojo) y bajos contenidos (violeta).

5.2. Química mineral

El objetivo principal de la sección de química mineral es la determinación de la composición de los minerales y su fórmula estructural, que sirven de base a la determinación de las presiones y temperaturas a las que ocurrieron las deformaciones. Se han analizado los siguientes minerales: fengita, albita, clorita, biotita, anfíbol, granate, y epidota. La concentración atómica de elementos por fórmula unidad es referida en el texto como apfu. En la descripción de la química mineral, se ha usado el término **vector de intercambio** para hacer alusión a las sustituciones que se producen en la composición de los minerales. Según Spear (1995) “estos vectores representan las sustituciones químicas que tienen lugar en los minerales. Tienen dirección y magnitud en el espacio. La dirección define la sustitución química mientras que la magnitud define la cantidad de átomos que son intercambiados”.

Los análisis se han representado de forma conjunta para todos los tipos de rocas debido a las pocas variaciones del grado metamórfico en las unidades y en diferentes tipos de rocas, y también de acuerdo a las posiciones texturales para casos de interés. La información sobre química mineral

mostrada en este acápite es nueva para el macizo Escambray. Este capítulo no comprende un estudio detallado de la química mineral y la cristalquímica de las diferentes fases, solo se refiere a aspectos sobre variación del espectro composicional, vectores de intercambio y comparación de la química mineral en correspondencia con las foliaciones observadas. Las muestras analizadas en la microsonda electrónica y SEM han sido tabuladas en el anexo 28, tabla 2, y representadas en el anexo 12.

5.2.1. Fengita

El cálculo de la fórmula estructural de la mica blanca ha sido normalizada a 22 oxígenos y el $Fe_{total} = Fe^{2+}$. La mica blanca presente en las rocas estudiadas posee un espectro composicional amplio en todos los tipos de rocas e incluso en muestras individuales (anexo 14 y 16). En el diagrama de Si vs Al se puede observar que existe una marcada tendencia lineal en la distribución de los puntos, independientemente del tipo de roca, y existe una fuerte correlación entre el aluminio y el silicio (anexo 16 b), lo que sugiere que la sustitución fundamental es de tipo tshermakítica. Las micas analizadas son muy ricas en celadonita con contenidos de silicio desde 6.32 - 7.3 apfu, $Fe = 0.2-0.6$, $Mg = 0.25 - 1.1$, $Mg \# = (Mg / (Mg + Fe^{2+}))$ entre 0.50-0.90 (anexo 30, tablas 4 a, b, c, d, e, f, g, h, i), pobres en paragonita con contenidos de $Na \leq 0.4$ apfu, y se clasifican como fengitas. Los contenidos de K varían desde 0.9-1 apfu (anexo 14). Tienen bajos contenidos de Ba y Ca, por debajo de 0.5 apfu (anexo 14). Los contenidos de Ti son en extremo bajos, ≤ 0.07 apfu (anexo 14, tablas 4 a, b, c, d, e, f, g, h, i).

Las desviaciones generales en el contenido de las micas se debe fundamentalmente a dos series de solución sólida. Una serie de la composición moscovita-paragonita, en la que juega un papel importante el vector de intercambio simple NaK_{-1} , y una segunda serie de la celadonita o fengita a través del vector de intercambio tshermak, que define la sustitución acoplada $SiMg^{iv}_{-1} Al_{-1}$ junto a vectores de intercambio simples como $FeMg_{-1}$ y $Fe^{3+vi} Al_{-1}$. Ambas series con fuerte influencia de los

parámetros presión (P) y TH_2O (Guidotti y Sassi, 1976). Además de los cambios de presión y temperaturas, las variaciones composicionales en las micas, pueden estar condicionadas por la posición textural de los cristales individuales y de poblaciones de ellos, orientados en diferentes foliaciones, que muestran variaciones de los contenidos de silicio. Otra causa puede ser la composición mineralógica total de las rocas. De acuerdo al estudio realizado se ha observado que los contenidos de Si en las fengitas son altos en todas las foliaciones, y esta variabilidad se observa además en muestras individuales.

El silicio en la mica blanca es un elemento muy sensible a los cambios de presión y temperatura, pero preferiblemente a los cambios de presión. Las desviaciones del término extremo moscovita se debe a sustituciones fengíticas, y ha sido probado por estudios experimentales que indican un aumento en el contenido de Si al aumentar la presión y/o disminuir la temperatura en condiciones de grado bajo a medio (Ernst, 1963; Cipriani *et al.*, 1971; Guidotti y Sassi, 1976; Guidotti, 1984). Por esta razón, los contenidos de silicio en la fengita han sido ampliamente usados para estimaciones de presión (Velde, 1967; Guidotti, 1978; Monier y Robert, 1986 ; Massone y Schreyer, 1987). Para el caso del nappe Monforte se muestran dos poblaciones de datos. Un grupo con valores de Si de 6.38-6.7 apfu, y un segundo grupo, cuyos contenidos son mayores, y varían desde 6.8-7 apfu (anexo 16 a). Esta diferencia puede estar condicionada por la existencia de cristales en diferentes posiciones texturales que contienen contenidos de silicio variables asociado a variaciones de P. En las muestras (YG-17b, SR-65, anexo 15 A -D, tablas e, f, g y h), existe una amplia variación de los contenidos de silicio de acuerdo a la posición textural de los cristales, existiendo la mayor variabilidad a lo largo de la foliación S_2 . Los cristales englobados dentro de albita (precinemáticos, pre D_2) muestran contenidos de Si de 6.50-6.85 (anexo 15). En la muestra SR-65, el Si según S_2 posee valores de 6.48-7.3 apfu y según S_3 , los valores oscilan entre 6.40 -6.82 apfu (anexo 15). Según S_3 , hay una disminución del contenido de Si. Debido a la escasez de texturas reaccionales en las muestras, se considera

importante la variabilidad del Si, a pesar de que no representen variaciones sustanciales, pues están ligadas a procesos de exhumación asociados a disminuciones de P. En el capítulo IV se señaló que durante la deformación D_3 se consolida la estructura nappe escamada del área por lo que esta variabilidad de Si según S_3 , puede ser correlacionada con este proceso de colisión y exhumación. En la muestra SM-82a del nappe Monforte, se muestran cristales orientados según S_1 que son reorientados por la nueva dirección S_2 y que conservan núcleos viejos con altos contenidos de Mg, Al y Si, mientras que en los bordes los contenidos son menores (anexo 16 a). Esta situación evidencia que la roca ha sufrido un proceso de reajuste y/o difusión como resultado de un requilibramiento y su participación (reorientación) en nuevas deformaciones. Los cristales orientados según S_1 son más ricos en Si. Esta situación es indicativa que los altos contenidos de Si durante D_2 pueden estar condicionados por la reorientación de cristales viejos en la nueva dirección.

Si agrupamos los datos de todos los tipos de rocas en un gráfico común según la posición textural de las fengitas, independientemente del tipo de roca, puede demostrarse también, al igual que en las muestras individuales, que existe una tendencia a la variación de Si según la orientación de los cristales. Los cristales precinemáticos (pre D_2) incluidos dentro de albita u orientados en una foliación oblicua S_1 , muestran contenidos de Si de 6.50-6.85 apfu, según S_2 este varía desde 6.48-7.3, y según S_3 los rangos son más concentrados y varían desde 6.40-6.82 apfu (figura 16 b). Como se ha demostrado antes hay un fuerte proceso de reorientación de cristales según S_2 , lo que puede ser la causa de los altos contenidos que aún existen en esta foliación. En S_1 , también se muestra amplia variabilidad. Este comportamiento indica que durante la fase D_1 las presiones iban en incremento gradual. Los cristales según S_3 , muestran contenidos más restringidos pero aún con altos valores de Si, lo que indica que la exhumación de las unidades tuvo lugar aún, bajo condiciones de altas presiones.

5.2.2. Anfíbol

Los anfíboles se clasificaron siguiendo la clasificación de Leake *et al.*, (1987). La fórmula estructural de los anfíboles se normalizó a 22 oxígenos y 2 OH. Los anfíboles en las muestras estudiadas son cálcicos, con suma (A) < 5, Ca(B) 1.71-1.98 y Si = 7.87-6.85 apfu y por tanto de tipo magnesio hornblenda-actinolita (anexo 12 b; anexo 31, tablas 5 a y b). La actinolita presenta composiciones de Na (A) muy pobres, con contenidos < 0.05 apfu, Al total hasta 0.50 apfu, Ti (máximo 0.06 apfu), contenidos de Si (mínimos 7.59 apfu) y Mg # ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) entre 0.65-0.86, (anexo 31, tablas 5 a y b, anexo 17). En las rocas de las unidades de las GSFU, la actinolita refleja un metamorfismo prógrado y aparece generalmente sin zonado. Se presenta como inclusiones orientadas dentro de albita, concordantes con la foliación S_2 externa, pero es más común en la matriz. La magnesio hornblenda presenta contenidos de Si de 7.28-7.48 apfu, Al total entre 0.82-1.20 apfu, Ti hasta 0.01 apfu, y Mg # 0.66-0.74. Existe un aumento de la ocupación de Na (A) comparado con la actinolita con contenidos desde 0.06-0.23 apfu, y a su vez disminuye el Ca con valores de 10.38-10.90 apfu (anexo 16, tabla 5b). En la muestra SR-62 los anfíboles se clasifican como actinolita hasta magnesio hornblenda y forman parte de la matriz de la roca, pero pueden aparecer, en menor grado, dentro de albita. En el último caso se observa en escasos cristales que los centros son ricos en actinolita mientras que los bordes se corresponden en composición con magnesio hornblenda (anexo 17) e indican un proceso prógrado. En la matriz la composición es actinolita y magnesio hornblenda, orientados en la foliación S_2 . Esta relación conjunta demuestra incrementos de temperatura durante D_2 . Un pequeño grupo de análisis se clasifican como glaucofana (anexo 17; anexo 31, tabla 5c) en la composición de las metabasitas del nappe Monforte. Las cantidades de Si varían en un rango de 7.96-8.00 apfu, el Al desde 1.58-1.71 apfu, las cantidades de Ca disminuyen comparado con la actinolita y llegan hasta valores de 0.38 apfu mientras que el Na aumenta hasta valores de 1.58 apfu (anexo 31,

tabla 5 c). Este mineral solo aparece como inclusiones dentro de granate, mientras que la matriz y los bordes de granate son dominados por actinolita retrógrada (figura 5.4 A).

Los anfíboles presentan pocas variaciones en su composición, independientemente de su posición textural, y están representados mayormente por actinolita en los nappes de las GSFU. En el nappe Monforte la composición actinolítica en metabasitas denota condiciones de retrogresión asociados a procesos de exhumación de estas unidades. La glaucofana se manifiesta como una fase previa de alta presión solo conservada dentro de granate y con ausencia total en la matriz.

5.2.3. Granate

Los granates son escasos en las muestras analizadas y solo se manifiestan en la muestra SM-45 del nappe La Sierrita, y en las muestras CP-73 y SM-82 del nappe Monforte. En todos los casos los análisis han sido normalizados a 12 oxígenos y $Fe_{total} = Fe^{2+}$. Los granates en todas las muestras son ricos en almandino+espesartina con ligero incremento en grosularia, y muy pobres en piropo (anexo 18 a; anexo 32, tablas 6 a y b). En muestras individuales las variaciones son también ligeras a excepción del Ca. En la muestra SM-82 los contenidos de Mn en el centro varían desde 0.04 hasta 0.10 apfu, el $Fe^{2+} = 1.69-1.75$ apfu, mientras el Ca = 0.85-0.96 apfu (anexo 18 b). En los bordes, el Mn presenta ligeras variaciones con contenidos de 0.037-0.064 apfu. El Fe^{2+} se mantiene prácticamente constante con valores de 1.67-1.74 apfu, mientras que el Ca presenta también ligeros incrementos con contenidos de 0.94-0.97 apfu (anexo 32, tabla 6 a). Sin embargo en la sección delgada se muestra que están retrogradados a clorita (figura 5.4 A). En la muestra SM-45 los granates están alterados y rodeados de una mezcla retrógrada de clorita y albita, predominando la clorita. En los cristales que se realizaron mediciones en el centro y el borde, se observa una diferencia en los contenidos de Mn. En el centro son ricos en espesartina ($X_{sp}=0.27-0.56$) y almandino ($X_{alm}=0.32-$

0.50), con ligeros incrementos en Ca ($X_{\text{grs}}=0.10-0.25$). Los contenidos de Mg # ($=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) son muy bajos < 0.05 . El Fe muestra incrementos hacia los bordes (anexo 18 b).

Este comportamiento de los elementos es característico de un crecimiento prógrado y se corresponde con un zonado normal (Hollister, 1966; Atherton, 1968; Miyashiro y Shido, 1973). El contenido de grosularia (Ca) tiene incrementos hacia los bordes, desde 0.44 (centro) a 0.64 (borde), (anexo 18 b). El Ca tiene incrementos hacia los bordes. El mismo puede estar ligado a aumento de presiones (Spear *et al.*, 1990), sin embargo esta conclusión debe ser tomada con cierta precaución debido a la escasez de análisis. Los granates aparecen englobados en la foliación principal S_2 (figura 5.3 A) y presentan además sombras de presión. No es totalmente evidente, debido al pequeño tamaño de los cristales, si el granate siguió creciendo durante D_2 , ya que la clorita que reemplaza sus bordes impide hacer un análisis riguroso. La clorita rica en hierro que reemplaza al granate en casi la totalidad de los cristales, se forma durante un estadio post D_2 , como lo evidencian el remplazamiento de los minerales que constituyen las sombras de presión. La clorita también aparece en grietas que atraviesan el granate. En la muestra correspondiente a un calcoesquistito (CP-73), los contenidos de Fe^{2+} son constantes de centro ($\text{Fe}^{2+}=1.69-1.80$, Mn 0.018-0.14 apfu) a borde ($\text{Fe}^{2+}=1.60-1.78$ y Mn=0.040-0.13 apfu) y solo el Ca varía con valores de 0.81-0.93 en los centros y contenidos más altos en los bordes de 0.93-1.38 apfu (anexo 18 b; anexo 32, tabla 6 b).

En todas las muestras los granates presentan un zonado normal respecto al Mn y el Fe con aumentos en los centros, y empobrecimiento en los bordes para el caso de Mn, y más ricos en los bordes en el caso del Fe (anexo 18 b), con un incremento de Ca hacia los bordes. A pesar de no haberse realizado perfiles de zonación en granates, puede establecerse que las variaciones de Ca en los cristales analizados (mediciones de centro y borde), presentan una relación inversa con el Mn, lo que indica que posiblemente el vector de intercambio CaMn_1 jugó un papel importante en la zonación. Este

comportamiento es también similar para el Mg y el Mn, lo que igualmente sugiere la acción del vector $MnMg_1$ en la zonación observada.

5.2.4. Clorita

La fórmula estructural de la clorita se ha normalizado a 20 oxígenos y 16 OH. Las cloritas analizadas presentan contenidos de Si desde 5.5 hasta 6 apfu en todas las muestras (anexo 33, tablas 7 a, b, c, d y e). El Al varía entre 4.5-5.9 en todos los tipos de rocas (anexo 19 a). El Mg presenta contenidos de 4-7 apfu y se manifiestan sustituciones de Fe por Mg a lo largo de la línea de solución sólida representada en el gráfico (anexo 19 a). A pesar de las diferentes tipologías rocosas, el Mg # se mantiene en rangos relativamente estables, 0.42-0.75 (anexo 19 a; anexo 33, tablas 7 a, b, c, d y e). El Mn presenta un rango de variación más amplio encontrándose valores estables para las metapelitas, metabasitas y calcoesquistos, entre 0.03-0.1 apfu, mientras que los esquistos cuarzo micáceos tienen contenidos de Mn mucho más elevados, que hacen cluster entre 0.14-0.18 apfu (anexo 19 a; anexo 33, tabla 7d). Esta diferencia marcada entre este último grupo de rocas y las anteriores, se debe a la composición mineralógica global con rocas ricas y pobres en Mn. En los esquistos cuarzo micáceos hay altos contenidos de Mn en la foliación principal, y además contienen granate. Las variaciones observadas en la composición de las cloritas se debe a efectos composicionales. De forma general los contenidos de Fe en la clorita son altos ≥ 2 apfu y pueden alcanzar hasta 5 apfu (anexo 33, tablas 7 a, b, c, d y e). La clorita presenta diferentes posiciones texturales en las rocas. Las que están incluidas en albita (pre D_2) presentan contenido de Mg # estable de 0.7, los cristales orientados según S_2 (D_2), presentan mayores variaciones. Los rangos de valores fluctúan de 0.5-0.7. Estos valores corresponden a diferentes tipos de rocas, calcoesquistos y metabasitas. En la dirección de S_3 (revelados en metapelitas), los contenidos son alrededor de 0.6 (anexo 19 b). La clorita que reemplaza al granate en la muestra (SM-82, metabasita) presenta los menores Mg # (0.50-0.54), evidenciando un

proceso retrógrado (anexo 19 b). La clorita formada durante D_1 presenta altos valores de Mg #, mientras que las cloritas D_2 presentan un espectro más amplio. Las cloritas D_3 presentan valores más bajos y estables. Los valores más bajos (Mg # = 0.5) se corresponden con un proceso retrógrado en los que estas cloritas se encuentran reemplazando, parcial y totalmente, porfiroblastos de granates.

5.2.5. Biotita

La fórmula estructural de la biotita es la fórmula general de las micas (anexo 20 a) y ha sido calculada en base a 20 oxígenos y 4 OH. Se ha considerado el $Fe_{total} = Fe^{2+}$ y la ocupación tetraédrica total por Si y Al. En la posición octaédrica está el Ti tetravalente. Las biotitas solo se han reportado en las rocas de los nappes de las GSFU. Existe una deficiencia de masa marcada en los análisis de biotita realizados que comprenden sumas totales bajas de óxidos (incluyendo además el H_2O) entre 85-95% (anexo 34, tablas 8 a y b). En las muestras estudiadas, la biotita presenta intercrecimientos con clorita (figura 5.4 A) y frecuentemente aparece en bordes de clorita, lo que sugiere un crecimiento debido a un metamorfismo prógrado. Están orientadas en S_2 . Otra causa pudiera ser la existencia de vacantes interlaminares ya que existen iones H^+ y O^{2-} no detectables mediante la microsonda electrónica, y la sustitución de cationes alcalinos por iones H_3O^+ (Dryar, 1988; Guidotti y Dryar, 1991; Dryar *et al.*, 1991). Otra posible causa es la presencia de Fe^{3+} . Guidotti (1984) ha demostrado que en este mineral se encuentran cantidades de Fe^{3+} , revelados por vía húmeda, que varían en dependencia del estado de oxidación del medio pudiendo llegar hasta 10% en rocas con contenido de grafito o ilmenita, y hasta 30 % si contienen magnetita. Se considera que los intercrecimientos con clorita y la presencia de Fe^{3+} , pudieran ser las causas fundamentales de las sumas tan bajas en este mineral. Las biotitas analizadas poseen contenidos de Al de bajos a moderados en la posición octaédrica (VI), entre 0.2-1 apfu y son más ricas en Mg # con contenidos de 0.5-0.7 (anexo 20 b; anexo 34, tablas 8 a y b). Tienen una tendencia hacia el término extremo flogopita y muestran una serie de solución entre el

Fe y el Mg a través del vector de intercambio FeMg_1 en la que la composición varía desde annita hasta flogopita (anexo 20 a).

En los diagramas de variación de la composición de las biotitas (anexo 20 b), la existencia de muy bajo Ti y de contenidos de cero merece atención. De forma general la escasa cantidad de Ti que presentan las muestras es indicativo de bajas temperaturas. Sus contenidos varían desde 0.01-0.15 apfu (anexo 34, tablas 8 a y b). Estas bajas cantidades también pueden explicarse por la ausencia de rutilo y/o ilmenita en las muestras analizadas según Guidotti *et al.*, (1977). Se ha demostrado además que en las biotitas, el Ti aparece en forma de Ti^{4+} y que a la par, su presencia puede introducir vacantes octaédricas debido a su alta carga. Su introducción en la estructura de la biotita es posible mediante una serie amplia de sustituciones como Ti-tschermak (Ti-ts), $\text{Al}^{\text{iv}}_2\text{TiSi}_2\text{Mg}_{-1}$, Ti-vacante, $\text{Ti}^{\text{vi}}\text{Al}^{\text{vi}}\text{Al}_{-1}\text{Si}_{-1}$, Ti-espinela, Ti-Al-vacante (Dymek, 1983; Guidotti, 1984). En el anexo 20 b se observa un aumento en los contenidos de Ti acoplado a un ligero aumento de la razón Fe/Mg (Mg #), aunque se manifiesta de diferente forma en calcoesquistos que en las metabasitas. Este hecho ligado a las buenas correlaciones entre Ti y sum Al^{vi} (anexo 20 b), sugiere que la sustitución Ti-vacante es más importante. En los diagramas binarios se han representado todos los análisis realizados. Se puede observar que existen puntos sin contenido de Ti (anexo 20 b). Esta situación no es común para biotitas, pero puede ser explicada tomando en cuenta la mezcla de fases con clorita. La suma VI en una biotita es de 6 mientras que sumas mayores se consideran cloritas. En el anexo 20 b puede constatar que existen análisis con sumas hasta de 7 y valores de $\text{Ti}=0$. En estos casos son cloritas. Se ha representado además una línea de tendencia en el gráfico que indica que las biotitas pasan a cloritas a medida que aumenta la suma de VI y disminuye el contenido de Ti. Entonces las verdaderas biotitas tienen contenidos de Ti (calcoesquistos), mientras que en las metabasitas la mitad de los análisis pueden catalogarse como "cloritas malas". En el diagrama del anexo 20 b se observa una fuerte correlación lineal entre la suma VI y el Ti al igual que la correlación entre suma XII y el Ti.

5.2.6. Feldespatos

La fórmula estructural de los feldespatos ha sido normalizada a 8 oxígenos y el $\text{Fe}_{\text{total}} = \text{Fe}^{3+}$. En las muestras analizadas existen dos tipos de feldespatos (plagioclasa-albita) y feldespato-K. Este último solo ha sido detectado en la muestra YG-17b correspondiente a un calcoesquisto del Litodema Yaguanabo, nappe Yaguanabo (anexo 27, tabla 1, anexo 35, tabla 9 a) por lo que solo puede hablarse en términos de su existencia en la roca. Este mineral coexiste con clorita, biotita, fengita y plagioclasas y está orientado según la foliación S_2 . Para el caso de las plagioclasas, en todas las muestras y todos los nappes, su composición es albita con contenidos de Na 0.9-1 (anexo 21 a, anexo 35, tablas 8 a, b, c y d). Tampoco hay diferencias en las diferentes posiciones texturales. Este hecho indica que el crecimiento de los mismos tuvo lugar bajo condiciones de metamorfismo en facies de esquistos verdes. La plagioclasa de las rocas del nappe Monforte son ricas en Na (0.9-1 apfu, anexo 35, tablas 8 a, b, c y d) siendo también albitas. En el caso de la muestra SM-82 la plagioclasa es un producto retrógrado que se encuentra en la matriz S_2 de la roca junto a epidota, clorita, y titanitas (figura 5.5.4 A).

5.2.7. Epidota

La fórmula de la epidota ha sido normalizada a 12 oxígenos y 1 OH.. Presentan contenidos variables de pistacita $X_{\text{ps}} = 0.37-0.7$ siendo cada vez más ricas en Fe^{3+} (anexo 36, tabla 9 a, anexo 21 b). La línea de tendencia de la solución sólida entre clinozoisita y pistacita muestra un ajuste perfecto razón de una amplia sustitución del Al por el Fe^{3+} manifestado en todos los tipos de rocas (anexo 21 b). En algunas tipologías rocosas, la amplia variabilidad composicional tiene relación con la posición textural de los cristales (anexo 21 b). Los mayores contenidos de clinozoisita (Ca, Al) son de granos incluidos dentro de albita (pre D_2), con contenidos de Al=2.25-2.99 apfu, mientras que el contenido de pistacita es bajo ($X_{\text{ps}} = 0.14-0.58$). En las foliaciones S_2 y S_3 los contenidos de pistacita son mucho

mayores alcanzando hasta 0.74 y se van tornando cada vez más pobres en Al (2.35-2.47 apfu, anexo 36, tablas 10 a). Existe una sustitución entre el Al y el Fe^{3+} que se observa en contenidos cada vez más ricos de pistacita a medida que se pasa de los granos pre D_2 , a granos orientados según S_2 y S_3 (anexo 21 b).

5.3. Termobarometría

Las estimaciones de las presiones a las que fueron sometidas las rocas se calcularon en base a los barómetros de fengita de Massone y Schreyer (1987), Massone y Szpurka (1997) y Simpson y Thompson (2000). La metodología empleada se debe a que la mayoría de las rocas estudiadas son de las unidades de las GSFU, en las que el mineral fengita es muy importante en la determinación de las presiones (Velde, 1967; Guidotti, 1978; Monier y Robert, 1986; Massone y Schreyer, 1987), por la sensibilidad del Si a los cambios de P. Todas las muestras poseen un alto contenido de Si. Las estimaciones de las temperaturas son más inciertas pero responden a las asociaciones minerales coexistentes con las fengitas, que se presentan a determinados rangos de T. Las trayectorias P-T se han realizado para todas las unidades en conjunto debido a que las muestras del nappe Monforte han sufrido retrogresión en facies de esquistos verdes (una vez alcanzado el pico metamórfico en facies de esquistos azules), y las unidades de las GSFU no presentan variaciones sustanciales en el grado y tipo de metamorfismo, por lo que todas las unidades han sufrido, al menos en el último estadio del proceso metamórfico, un metamorfismo en facies de esquistos verdes.

5.3.1. Condiciones P-T y trayectorias

Para el estimado de las presiones se usó el contenido máximo de Si en fengita (7.3 apfu, muestra SR-65, anexo 30, tablas 4 g y h), orientada en la foliación S_2 . Se han incluido las isopletras de Si en fengita coexistente con $\text{Qtz}+\text{Bt}+\text{Kfs}+\text{H}_2\text{O}$ en el sistema KMASH calibradas por Massone y Schreyer

(1987), Massone y Szpurka (1997) y Simpson y Thompson (2000). Es de destacar que dado que las fengitas estudiadas no coexisten con esta asociación límite, los estimados calculados responden a presiones mínimas. Según la fengita de contenido 7.3 apfu el barómetro de Massone y Schreyer (1987) predice **presiones** de ca.15 kbar a 400° C (anexo 22 A), superiores al límite de estabilidad de la albita, lo que confirma que el mismo es defectuoso, sin embargo para esta misma composición de fengita, los calibrados de Massone y Szpurka (1997) y Simpson y Thompson (2000), predicen presiones de 10 y 8 kbar (a 400°, i.e 35-25 km), respectivamente, ambos dentro del límite de estabilidad de la albita (anexos 22 B y C). Un hecho importante en la determinación de las **temperaturas** es la presencia de biotita en bordes de clorita (figura 5.4 B), y la orientación de magnesio hornblenda y actinolita en S₂. Esta foliación se produce en un régimen donde las unidades comienzan a exhumarse, muy probablemente relacionado al proceso de acreción, donde las mismas se despegan de la lámina subducente y pasan a formar parte de la lámina ascendente. Teniendo en cuenta este hecho, y que casi la totalidad de las muestras estudiadas tienen altos contenidos de Si, se propone una trayectoria P-T asociada a la subducción durante D₁ que alcanzaría ca. 11 kbar a 400° C, seguida de un tramo de calentamiento y exhumación relacionado con la formación de S₂ (D₂) y el inicio de la superposición de los nappes de la zona, que culmina finalmente con un tramo de enfriamiento y exhumación durante D₃, relacionado con una etapa más avanzada de la exhumación del Escambray (anexo 23 a).

Las rocas estudiadas sufrieron un metamorfismo prógrado en facies de esquistos verdes y esquistos azules durante D₁, seguido de un periodo de calentamiento y retrogresión durante D₂, en la parte baja de las anfibolitas con epidota y en facies de los esquistos verdes (anexo 23 b). El hecho de que en la foliación S₂ son escasas las texturas de retrogresión para las rocas de las GSFU indica que estaban conectadas a diferentes profundidades de acreción entre ellas, y menos profundas que el nappe

Monforte. Se considera que el calentamiento sufrido por las rocas durante D_2 se corresponde con el inicio de la exhumación en la base del prisma de acreción. La consolidación de la estructura de nappes final de todas las unidades ocurre durante la fase D_3 , y se revela como una disminución del contenido de Si en las fengitas y los bordes retrogradados de clorita en el granate, asociada a un enfriamiento progresivo (anexo 23 b). Según los barómetros utilizados y las asociaciones mineralógicas estudiadas en diferentes foliaciones, se ofrecen de forma general las P-T para las diferentes deformaciones. De acuerdo al máximo contenido de Si en fengita (7.3 apfu) durante el pico metamórfico (D_1) las presiones son de 11 kbar y temperaturas cercanas a los 400° (anexo 22 A, B y C). Es de destacar que en la muestra SR-65 el contenido de Si de 7.3 en fengita se corresponde con una orientación según S_2 , sin embargo los contenidos de Si en las fengitas orientadas en S_1 son también muy altos (hasta 6.88 apfu). Este hecho no significa que en S_1 no existan fengitas con contenidos más altos. Se ha demostrado que no hay recristalización según S_2 , sino reorientación de cristales preexistentes (anexo 16 a) y/o precipitación en sombras de presión de porfiroblastos, y además existe un grado alto de solape entre los contenidos de Si de las fengitas orientadas en todas las foliaciones (anexo 16 b). Este aspecto constituye un hecho importante que indica la existencia de fengitas ricas en silicio en S_1 , y la supervivencia y reorientación de las fengitas con altos contenidos de Si durante la retrogresión, lo que puede ser la causa fundamental de la variabilidad composicional de las mismas en todas las foliaciones.

Las asociaciones minerales en D_2 (S_2) están dadas principalmente por fengita \pm clorita \pm (Mg hornblenda hasta actinolita) \pm biotita \pm cuarzo \pm albita \pm epidota \pm minerales metálicos (hematíes). El límite de estabilidad de la magnesio hornblenda en rocas con hematita indica temperaturas $\geq 400^\circ$ y hasta 480° (Otsuki y Bano, 1990) mientras que el contenido de Si en las fengitas (6.40-7.2 apfu) indica presiones de 8-9 kbar (anexo 22). Estas características señalan un incremento de T en D_2

produciéndose un calentamiento acompañado con cambios poco significativos de las presiones en sus inicios, y estableciéndose una disminución paulatina de las presiones, a medida que se produce enfriamiento. Finalmente, en **D₃**, el contenido de Si en fengitas a pesar de ser también altos, están mejor definidos entre 6.40-6.82 apfu (anexo 22). En **S₃** hay una fuerte reorientación de fengitas, no hay evidencias de recristalización, más si reemplazamiento y retrogresión de minerales ya formados (granate con bordes de clorita, muestra SM-45, anexo 22), y recristalización de calcita. Las maclas de deformación en la calcita indican temperaturas entre 150-300°C (Ferril, 1991; Despaigne-Díaz, 2009 b). Según el valor más bajo de Si en fengita (6.51 apfu) de la muestra SR-65, las presiones pudieron descender al rango de 5 kbar, según los barómetros de Massone y Szpurka (1997) y Simpsom y Thompson (2000), lo que es consistente con un enfriamiento progresivo a niveles más someros. De forma general los altos contenidos de Si en fengitas en todas las muestras estudiadas, atestiguan el carácter de alta presión de las unidades de las GSFU. La deformación **D₄** se caracteriza por deformaciones frágiles y deposición de carbonatos en grietas de extensión jóvenes. En el anexo 23 se establece la trayectoria P-T de las unidades estudiadas con la posición del solidus hidratado de MORB de Peacock *et al.*, (1994) y las geotermas calculadas por Peacock y Wang (1999) para láminas subducentes frías del noreste de Japón, y lámina subducente caliente del suroeste de Japón. La trayectoria P-T se aproxima a una geoterma relativamente caliente (del techo de la lámina subducente) lo que sugiere que la litosfera oceánica subducente era relativamente joven, con pocas probabilidades de fundir a presiones moderadas en contraposición con la situación observada en La Sierra del Convento, Cuba oriental, donde se produjo fusión parcial al inicio de la subducción a ca. 120 M.a (García Casco *et al.*, 2008 a; Lázaro *et al.*, 2009). Esta situación indicaría enfriamiento progresivo de la zona de subducción debido a la refrigeración del sistema por subducción continuada durante el Cretácico Superior (120-70 M.a).

CAPÍTULO VI. EVOLUCIÓN TECTONO METAMÓRFICA DE LAS UNIDADES DE NAPPES DEL ÁREA LA SIERRITA EN LA CÚPULA DE TRINIDAD, MACIZO ESCAMBRAY.

6.1. Origen de los protolitos del Escambray

Los protolitos del Escambray se depositaron en un ambiente de margen continental pasivo durante el Jurásico-Cretácico al igual que las secuencias de Pinos, y Guaniguanico. Toda la secuencia presenta intercalaciones de rocas metavulcanógenas, evidencia de una actividad magmática relacionada al desarrollo del margen (Iturralde-Vinent *et al.*, 1996b). La procedencia del Escambray es un tema polémico hasta la actualidad pues se plantean diversos orígenes para el mismo. Las correlaciones de la estratigrafía del Escambray con otras zonas de Cuba establecen la existencia de similitudes entre este, y las secuencias Jurásicas-Cretácicas no metamorizadas de Guaniguanico (Furrazola-Bermúdez *et al.*, 1964; Millán y Myczynski, 1978; Millán y Somin, 1981; Millán, 1997 a, 1997c; Cobiella-Reguera, 2000; Iturralde-Vinent *et al.*, 1996). Este planteamiento sirvió de base para postular el origen de este complejo del bloque Maya (Iturralde-Vinent, 1994, 1998, Iturralde-Vinent *et al.*, 2006; Pszczolkowski, 1999). Otras interpretaciones asumen un origen relacionado a la plataforma de Bahamas (Somin y Millán, 1976; Stanek *et al.*, 2006), otros invocan un origen relacionado a la placa Suramericana (Pushcharovski, 1988; Pushcharovski *et al.*, 1989; Cobiella-Reguera, 2000), e inclusive una procedencia del bloque Chortis (Pindell y Kenan, 2001; Pindell *et al.*, 2005, 2006). Según estudios de los macizos metamórficos en el margen de la placa Caribe (Samaná en Española, Fosa de Puerto Rico, Este de Yucatán), el Escambray formó parte junto a estos, de un complejo paleogeográfico de rocas Mesozoicas nombrado Caribeana, que ocupaba una porción del dominio oceánico del Protocaribe, onshore y offshore del borde de Yucatán que se proyecta fuera del borde sureste del bloque Maya (Figura 1, García Casco *et al.*, 2008).

En el presente trabajo se asume la procedencia de los protolitos del Escambray como parte del borde de Yucatán (dominio de Caribeana, García Casco *et al.*, 2008). Este promontorio de rocas Mesozoicas se localizaba en una porción media de la cuenca del ProtoCaribe separada de las secuencias de Bahamas por una sección de esta misma cuenca. El Escambray tuvo participación en una zona de subducción intraoceánica durante el Cretácico tardío asociada al frente de avance de la placa Caribe. Esto provocó su incorporación a la zona de subducción que debió consumir parte de la corteza Protocaribeña y permitió la deriva de este complejo y posterior colisión y acreción hasta su configuración actual.

La aceptación de Escambray como parte del borde de Yucatán está basado en los siguientes hechos: A diferencia de las secuencias de Bahamas, Escambray muestra evidencias de su inserción en una zona de subducción durante el Cretácico Tardío (Schneider *et al.*, 2004; Stanek *et al.*, 2006; García Casco *et al.*, 2006). El vulcanismo ha sido intenso comparado con las secuencias de Bahamas y cuyo máximo representante es el Litodema Yaguanabo ($K_1?$). El magmatismo en las secuencias de Bahamas es escaso a nulo. Solo se reportan rocas metamorfizadas de muy bajo grado en el macizo Asunción de Cuba oriental (Iturralde-Vinent, 1994, 1998). Las deformaciones de ambos complejos también son diferentes. Las rocas de la zona Placetas, están mezcladas con fragmentos de ofiolitas, melanges de subducción, y rocas del arco volcánico Cretácico, indicando que la interacción de Bahamas y el frente de avance de la placa Caribe, se produce durante el Paleógeno (Iturralde-Vinent, 1994, 1998; Iturralde-Vinent *et al.*, 2008). Durante esta etapa el Escambray estaba exhumándose, por lo que ambas secuencias tenían que estar previamente separadas. Este escenario geológico indica que las principales deformaciones de las secuencias de Bahamas se producen a partir del Paleoceno (Iturralde-Vinent, 2008), en contraposición con las principales deformaciones en el Escambray que tienen lugar durante el Cretácico Tardío (Millán, 1997c; Stanek *et al.*, 2006).

6.2. Evolución tectonometamórfica de las unidades

En la organización cronológica de los eventos para el área La Sierrita, se han tomado en cuenta los datos geocronológicos publicados para el Escambray (Somin y Millán, 1981; Hatten *et al.*, 1988, 1989; Iturralde-Vinent *et al.*, 1996b; Millán, 1997c; Schneider *et al.*, 2004; Stanek *et al.*, 2006; García Casco *et al.*, 2006; Somin *et al.*, 1992; Stanek y Maresh, 2007), ya que hasta el momento no se cuentan con datos bioestratigráficos y/o geocronológicos de la zona.

La última etapa de desarrollo del arco volcánico en Cuba Central se reporta en el Cretácico Campaniano (Iturralde-Vinent, 1996 d; Díaz de Villalvilla, 1997; Kerr *et al.*, 1999) lo que indica que el arco se mantuvo activo hasta esa edad (anexo 24 -A). Los protolitos del Escambray (área La Sierrita) penetran en la zona de subducción hacia finales del Campaniano provocando el metamorfismo de alta presión en el nappe Monforte (unidad III, Grevel, 2000; Schneider *et al.*, 2004; García Casco *et al.*, 2006; Stanek *et al.*, 2006), mientras que las unidades de esquistos verdes (Unidad I de Millán, 1997c), actualmente representadas en el área La Sierrita por los nappes La Sierrita, Yaguanabo y Río Chiquito (GSFU), penetraron a menores profundidades, y se metamorfizaron en facies de esquistos verdes (anexo 24 -B). Se han reportado edades de U-Pb de 100, 102 y 106 M.a (Hatten *et al.*, 1988; Millán, 1996) en eclogitas que se han interpretado como edades metamórficas correspondiente a la unidad III, y que han sido usados por Pindell *et al.*, (2005) y Stanek *et al.*, (2006) para postular edades metamórficas y subducción del macizo Escambray pre Cretácico Superior, sin embargo la mayoría de las edades establecidas para el Escambray se agrupan entre 70-65 M.a (Somin y Millán, 1981; Iturralde-Vinent, 1996 b; Millán, 1997 a, 1997c; Schneider *et al.*, 2004; García Casco *et al.*, 2006; Stanek y Maresh, 2007) correspondiéndose con el pico metamórfico de las unidades del Escambray. Schneider *et al.*, (2004) y García Casco *et al.*, (2006) demostraron que las edades de eclogitas retrogradadas de la Unidad III, tanto intercaladas con los sedimentos como en zonas de melange

serpentinitico, eran edades de exhumación cercanas al pico metamórfico de la subducción. Según estos hechos entonces las edades pre-Cretácico Superior reportadas en eclogitas, no se corresponden a edades metamórficas, pudiendo tratarse de edades de bloques primarios subducidos de la corteza Proto Caribeña que fueron incorporados durante la subducción, y posteriormente amalgamadas con los metasedimentos en el Escambray (Stanek *et al.*, 2006; García Casco *et al.*, 2008), y teniendo en cuenta además la posición estructural de estas eclogitas dentro de melanges serpentiniticos (Millán, 2009, comunicación personal).

La inserción de Escambray en una zona de subducción es sincrónica con otros complejos del área caribeña, localizados en todo el margen de la placa Caribe, que se corresponde con un gran evento de subducción/colisión durante esta etapa (García Casco *et al.*, 2008 y referencias citadas). En la zona de subducción se inserta primero el nappe Monforte seguido de los nappes La Sierrita, Yaguanabo, y Río Chiquito (anexo 24 -B) durante la fase de **deformación D₁**. En esta etapa se forma la foliación S₁. Tanto a nivel macroscópico como microscópico esta foliación ha sido transpuesta en la dirección de la foliación S₂, conservándose solo relictos de S₁ en pliegues antiguos, en porfiroblastos de albita y/o epidota, y microlitons. Los datos de termobarometría según los barómetros de Massone y Szpurka (1977) y Simpson y Thompson (2000), revelan el pico metamórfico asociado a esta fase con presiones de 11 kbar y 400° C (anexo 25). Esta deformación ocurre a finales del Campaniano tardío cuando ya había ocurrido el cese de la actividad volcánica (anexo 24B).

La foliación S₂ es muy penetrativa y persistente en toda el área, y es la foliación principal mapeada en todas las unidades. Se forma en la **fase de deformación D₂**. A escala regional mantiene buzamientos casi constantes hacia el suroeste (anexo 24 -C). Los pliegues relacionados a ella son de tipo asimétricos, similares, y sinusoidales, con plano axial buzando al suroeste, y con ejes de pliegues que se hunden al este-oeste (figura 4.1). En los diagramas de proyección estereográfica de la foliación S₂ se puede observar que en el nappe Monforte, el plegamiento es más intenso comparado con los

nappes de las GSFU (anexo 24-C). Este hecho se debe a que el nappe Monforte estuvo enterrado a mayor profundidad, y por consiguiente sufrió deformaciones y plegamiento en niveles estructurales más profundos. Se ha demostrado que durante la fase D_2 se produjo un calentamiento, muy posiblemente relacionado a la disminución del ángulo de la subducción (Stanek *et al.*, 2006; García Casco *et al.*, 2008). Este hecho es común en zonas de subducción donde la llegada de grandes masas continentales produce el engrosamiento de la zona de acreción y el bloqueo de la subducción (Stern, 2002), provocando el retorno a la superficie de los materiales. Este calentamiento se revela por la orientación de actinolita y magnesio hornblenda según S_2 , y la biotita en bordes de clorita, hechos que establecen incrementos de temperatura durante D_2 , pudiendo alcanzar valores desde 400°C y hasta 480° (Otsuki y Bano, 1990; Okamoto y Torumi, 2005). Se plantea la formación de la foliación S_2 asociada al despeje de las unidades de la placa subducente en la zona de acreción basal, durante el inicio de la exhumación. Las evidencias macroscópicas con horizontes de serpentinitas paralelos a S_2 indican su introducción mecánica debido a la existencia de fallas. Esta etapa se considera a nivel regional, la etapa principal de superposición de las unidades tectónicas del Escambray (Stanek *et al.*, 2006).

El origen de las serpentinitas es un tema crucial en la evolución geológica del área La Sierrita pues permite aportar datos sobre la etapa en que ocurre la exhumación de las unidades. La hidratación del manto suprasubducción se produce como resultado de la transferencia de volátiles desde la lámina subducente, la cual se deshidrata a medida que subduce debido al efecto de reacciones metamórficas prógradas (Stern, 2002). La serpentización puede ocurrir tanto bajo el arco volcánico como en el manto de suprasubducción. Manning (2004) ha ofrecido un modelo conceptual de como ocurre el proceso de hidratación en las zonas de subducción donde se puede observar que la lámina subducente se va deshidratando a medida que descende y el agua es "secuestrada" en minerales

hidratados como el talco, serpentina, anfíbol y clorita. Los contenidos de agua son mayores entre las láminas subducendentes y la de suprasubducción pudiendo llegar hasta valores de 5.4% wt. También hay gran contenido de agua en las zonas bajo el arco volcánico (figura 1, Manning, 2004). Según la forma de yacencia de las serpentinitas en los contactos tectónicos entre nappes y escamas, las mismas provienen de la interfase entre las láminas subducente y de suprasubducción (anexos 7, 9 y 24). Las serpentinitas definen zonas de cizalla dúctil con numerosos indicadores cinemáticos, ellas se mezclan con las unidades en el proceso de despegue, y en la actualidad se encuentran paralelas a la foliación principal S_2 (anexo 24 -C). Este hecho también demuestra que la exhumación comienza durante esta fase.

A nivel macroscópico se han observado numerosos indicadores cinemáticos que responden al funcionamiento de zonas de cizalla paralelas a S_2 , y que demuestran movimientos tectónicos al norte-noreste en todos los nappes (anexo 9 B y C). El buzamiento de S_2 (hacia el suroeste, figura 4.1, anexo 24 -C) tiene sentido contrario al desplazamiento de los nappes (hacia el norte-noreste), lo que indica el desarrollo de una zona de subducción con buzamiento suroeste, donde se insertaron las unidades del Escambray (anexo 24 -B). Según datos publicados, sobre la superposición de nappes principales del Escambray relacionados a la subducción-colisión (Schneider *et al.*, 2004; García Casco *et al.*, 2006), esta deformación ocurre durante el Cretácico Maestrichtiano (anexo 24 -C).

La exhumación progresiva de las unidades continúa durante la **deformación D_3** , produciéndose el plegamiento de S_2 con desarrollo de pliegues asimétricos de vergencia noreste, y la formación de una foliación S_3 planar axial, relacionada al movimiento de los nappes (anexo 24 -D). Esto ocurre a finales del Cretácico Maestrichtiano-Paleoceno temprano teniendo en cuenta que la exhumación comenzó durante D_2 (Maestrichtiano) y durante D_3 aún continuaba la exhumación progresiva. Esta etapa se corresponde con la consolidación de la estructura de nappes del área. Los diagramas de proyección estereográfica de la foliación S_3 muestran una orientación similar en todos los nappes

(figura 4.2, anexo 24-D), lo que indica que ya las unidades estaban yuxtapuestas y se plegaron conjuntamente durante la fase D₃, formando pliegues asimétricos vergentes hacia el noreste, asociados al movimiento de los nappes (figura 4.2).

Asociadas a esta fase, y en relación con los movimientos al noreste, aparecen lineaciones minerales y de intersección, cuya orientación es noroeste-sureste (figura 4.1), y se forman numerosas grietas de cizalla e híbridas conjugadas, relacionadas a la formación del plegamiento. Las orientaciones de σ_1 arrojan valores entre 003° hasta 098° lo que establece una orientación norte-noreste hasta este para el máximo estrés compresivo, relacionado también a los movimientos de los nappes. La idéntica orientación de los ejes de pliegues F₃, lineaciones minerales y lineaciones de intersección L₃, conjuntamente con los valores de σ_1 en todos los nappes, constituye una evidencia que la superposición de las unidades comenzó durante D₂. Esta deformación se produce en un régimen dúctil a dúctil-frágil, en niveles estructurales más someros. Las temperaturas de deformación durante esta fase han sido establecidas por la existencia de maclas de calcita en los metacarbonatos (Despaigne Díaz, 2009 b), el predominio de reorientación de minerales en vez de cristalización, y la existencia de procesos de retrogresión (muestra SM-45, figura 5.4 A) en facies de esquistos verdes sobre los 150-250° (anexo 22). Las presiones continúan descendiendo en el proceso de exhumación progresiva hasta valores ≤ 5 kbar (anexo 22). Hacia el final de esta fase quedan exhumados los nappes y se invierte su posición respecto a la forma en que se enterraron en la zona de subducción, quedando el nappe Monforte en la posición más alta, seguido por el nappe La Sierrita, nappe Yaguanabo, y Río Chiquito en la parte más inferior (anexo 24 -D).

La evolución P-T general para todas las unidades se ha comparado con los resultados de Schneider *et al.*, (2004), Stanek *et al.*, (2006), y García Casco *et al.*, (2006) en el caso de las eclogitas de la unidad III, y Escuder-Virueite *et al.*, (2006) para el complejo Samaná en República Dominicana (anexo 25). Puede

observarse que la unidad I (perteneciente a las GSFU) sufrió una trayectoria similar que la unidad III y Samaná, aunque a menores presiones debido a su enterramiento a menor profundidad en la zona de subducción. El gradiente geotérmico fue algo más frío teniendo en cuenta que las eclogitas de la unidad III y Samaná se aproximan al solidus hidratado de MORB (anexo 25). Esto está de acuerdo en que Samaná subduciría algo antes que la unidad I en consonancia con el modelo de García Casco *et al.*, (2008). El emplazamiento de las unidades II y III sobre la unidad I se produciría durante el despegue y la exhumación en D_2 para consolidarse finalmente durante la fase D_3 . Los datos geocronológicos reportados para el Escambray relacionados al metamorfismo de alta presión reflejan edades de alrededor de 65-70 M.a (Iturralde-Vinent *et al.*, 1996; Millán, 1997c, Schneider *et al.*, 2004; García Casco *et al.*, 2006; Stanek *et al.*, 2006). Las unidades de las GSFU, según las P-T alcanzadas, han estado enterradas a profundidades cercanas a los 35 km. Edades geocronológicas de exhumación para eclogitas del Escambray intercaladas en metasedimentos y en zonas de melanges, reflejan el pico metamórfico relacionado con la subducción sobre los 70 M.a. Esta edad marcaría entonces el periodo de colisión poco antes de 70 M.a (Schneider *et al.*, 2004; García Casco *et al.*, 2006). Según estos datos, entonces la pila tectónica del Escambray se formó en los finales del Cretácico Maestrichtiano, en las últimas etapas de la subducción. No existen hasta hoy datos geocronológicos relacionados con el pico metamórfico de las GSFU, aspecto que aguarda por investigaciones futuras. Hacia finales del Paleoceno, la intensa tectónica de colisión provoca la formación de depósitos olistostrómicos relacionados al frente de los sobrecorrimientos y el alóctono se va trasladando cada vez más hacia el norte-noeste, mientras que las secuencias del arco volcánico junto con su base (complejo Mabujina) se establecen sobre el Escambray (anexo 24 -D).

Grafe *et al.*, (2001), reportaron edades geocronológicas de pegmatitas no deformadas en el Escambray (Unidad Yayabo) y el complejo Mabujina de 81-88 M.a respectivamente, hecho que fue tomado por Stanek *et al.*, (2006) para postular la terminación del evento magmático en Mabujina, el

metamorfismo de alta presión del Escambray, así como las edades mínimas de superposición de ambos complejos. Este hecho contradice el fechado de las deformaciones relacionadas al metamorfismo de esta unidad ofrecidas en este trabajo, que atestiguan una edad entre 70-65 M.a, y que han sido reveladas de diversas fuentes (Iturralde-Vinent *et al.*, 1996 b; Millán, 1996 b, 1997c; Schneider *et al.*, 2004; García Casco *et al.*, 2006). Según Millán (comunicación personal, 2009), las pegmatitas datadas por Grafe *et al.*, (2001) no se corresponden con el contacto entre Escambray y Mabujina, son venas pegmatíticas dentro del propio complejo Mabujina y relacionadas con una etapa final de su desarrollo. En la figura 2 de Grafe *et al.*, (2001) los sitios de muestreo están lejos del contacto entre ambos complejos, por otra parte las pegmatitas que se han descrito para el Escambray (Unidad Yayabo) están relacionadas a las venas alpinas típicas que se producen en el proceso metamórfico y son diferentes en cuanto a composición mineralógica a las de Mabujina. (Millán, 2009, comunicación personal). Las pegmatitas no están metamorfizadas, pero muestran rasgos de deformación (Grafe *et al.*, 2001, Millán, 1997c) lo que puede corresponderse con la superposición de ambos complejos, y que se gestó en una etapa más tardía que la edad de las mismas. Las edades ofrecidas en Iturralde-Vinent *et al.*, (1996b) de los gneiss y anfibolitas de Mabujina se agrupan entre 73-95 y 89-80 M.a, lo que sugiere que la formación de las pegmatitas fue muy cercano al proceso metamórfico de las rocas encajantes.

La existencia de cantos de rocas metamórficas en las cuencas adyacentes indica que El Escambray llega a la superficie terrestre sobre los 45 M.a (Kantchev, 1978). Este arribo ocurre relacionado a un proceso de extensión y erosión en la superficie que provocaría que este complejo de grandes dimensiones se exhume desde las profundidades como un core complex (anexo 24 -E). Esto implica además la formación de fallas normales con los complejos adyacentes. Durante la fase de **deformación D₄** se producen pliegues abiertos de plano axial vertical, con un clivaje de fractura asociado. Este clivaje, por su distribución, se corresponde con un pliegue regional concéntrico

correlacionable con la estructura de domo de la cúpula. (anexo 24- E). Esta etapa de exhumación final del Escambray ocurre durante el Eoceno Inferior-Medio (anexo 24- E). Un aspecto dudoso en la conformación de la estructura nappe escamada, son los movimientos detectados con dirección sureste. Han sido revelados solo en el perfil SM. Se sugiere que la coincidencia en orientación con la de las fallas transcurrentes diestras reveladas, puede estar condicionada por el choque diferencial de los nappes con las rocas del arco volcánico Cretácico y el complejo Mabujina. El contacto sinuoso de Escambray y las unidades adyacentes puede ser la causa de choques diferenciales y movimientos hacia el sur, que culminan en movimientos transcurrentes. Estos movimientos fueron notados también por Stanek *et al.*, (2006). En esta etapa se forman pliegues pequeños y grietas de cizalla conjugadas asociadas. La etapa final del desarrollo geológico de la zona está representado por la existencia de fallas transcurrentes diestras de orientación sureste-noroeste durante la fase de **deformación D₅**. Las fallas normales son el último evento tectónico revelado en la zona, en una etapa de relajamiento tectónico. Esta fase final opera a partir del Eoceno Superior hasta la actualidad.

En los modelos de evolución del Escambray de Millán y Somin (1981), Stanik *et al.*, (1981), Dublan y Álvarez Sánchez (1986); y Millán (1997c), se establece la estructura de nappes del Escambray. Stanik *et al.*, (1981) plantearon la incorporación del Escambray en una zona de subducción con buzamiento al norte, durante varias fases de plegamientos (D₁-D₃) relacionadas al metamorfismo, así como el apilamiento de nappes hacia el sur. Dublan y Álvarez Sánchez (1986); identificaron cuatro fases de deformación para el Escambray donde la fase D₂ es la más importante en la conformación de la estructura. Las fases D₁, D₂ y D₃ son sinmetamórficas, mientras que la fase D₄ es post metamórfica. Las deformaciones se establecen sin una sistemática de mediciones estructurales y generalización de estructuras. Millán (1997c) identifica cuatro unidades de nappes con datos petrográficos, y se establecen algunos aspectos estructurales básicos relacionadas a cuatro fases de plegamiento

asociadas al metamorfismo, aunque sin suficientes datos para justificarlas, siendo la fase D_2 la fase principal relacionada a la formación de las cúpulas, sin embargo en el presente trabajo se ha demostrado que la formación de las cúpulas es un evento posterior a las fases de deformación metamórficas. Este autor identifica movimientos tectónicos al norte, de las rocas del Escambray sobre el complejo Mabujina, en la parte norte de la cúpula de Sancti Spiritus (sinclinal El Guineo). Stanek *et al.*, (2006) establecen tres fases de plegamiento en la cúpula de Sancti Spiritus, donde la fase D_2 es la principal. No se incluyen sobrecorrientes hacia el noreste en su fase D_3 , sin embargo la foliación S_3 detectada está asociada a pliegues asimétricos vergentes al noreste generados en el proceso de superposición de las unidades. El esquema de la relación estructural entre las unidades de nappes del Escambray, el complejo Mabujina y el arco volcánico Cretácico de Stanek *et al.*, (2006, figura 12) es difícil de entender teniendo en cuenta que estas unidades a pesar de haber tenido diferencias estructurales propias, deben haber sufrido deformaciones afines en el último estadio de la subducción-colisión y posterior exhumación.

De forma general se ha establecido una estructura de nappes para el Escambray, formada durante procesos de subducción-colisión por diversos autores, con divergencias en cuanto a la conformación de la estructura interna y las fases de deformación que la generó. Hay uniformidad en los movimientos tectónicos ocurridos en dirección noreste (excepto Stanik *et al.*, (1981)). Este trabajo ofrece un estudio detallado de las deformaciones en el área La Sierrita, y se extrapola para la cúpula de Trinidad y el macizo, así como se corrobora con nuevos datos estructurales, que la pila tectónica del Escambray se gestó en varias etapas de un proceso de subducción-colisión con la imbricación de las rocas del Escambray en dirección norte-noreste al cinturón plegado cubano, en una época que comprende desde el Cretácico Superior Maestrichtiano hasta la actualidad, asociada a cinco fases deformacionales.

CONCLUSIONES

La interpretación de los resultados obtenidos referentes a la estructura geológica y las condiciones de metamorfismo en las unidades I y II en el área La Sierrita, permiten arribar a las siguientes conclusiones:

1. El estudio de las macro y microestructuras demuestra la existencia de varias fases de deformación en el área, estableciéndose cinco fases deformacionales relacionadas a subducción (D_1), subducción-colisión (D_2), colisión-exhumación (D_3), y exhumación (D_4). D_5 es la fase más joven operante, en un régimen distensivo, y con la formación de fallas normales en el estadio final.
2. Los movimientos causantes de la superposición de nappes del área tienen dirección norte-noreste demostrado por gran cantidad de indicadores cinemáticos tanto a nivel macro como microtectónico como orientación de los ejes de los pliegues, lineaciones minerales y de intersección, y micro zonas de cizalla unido a una orientación de σ_1 en todos los nappes, con dirección norte-noreste hasta este entre 003° - 098° .
3. La superposición de nappes se gestó a partir de la deformación D_2 , consolidándose en la fase D_3 y causando el metamorfismo invertido de las secuencias implicadas. La diferencia del grado metamórfico dentro de las unidades de las GSFU no es evidente, lo que indica que los nappes se corresponden con estructuras menores dentro de la estructura regional.
4. Los resultados petrológicos obtenidos indican que el nappe Monforte sufrió un metamorfismo de alta presión (nappe Monforte, facies de esquistos azules) mientras que los nappes de las GSFU sufrieron un metamorfismo en facies de esquistos verdes, originados en la fase D_1 durante la inserción de Escambray en la zona de subducción. Los altos contenidos

de Si en fengitas en las muestras estudiadas indican el carácter de alta presión del metamorfismo de las unidades de las GSFU.

5. La evolución P-T de las diferentes unidades establece una trayectoria prógrada del metamorfismo durante D_1 con picos de P-T de 11 kbar y 400° , con un calentamiento y exhumación en D_2 (8 kbar- $400-480^\circ\text{C}$), y un enfriamiento progresivo y exhumación durante D_3 (5 kbar- $150-300^\circ$). Todas ellas relacionadas con el metamorfismo de las secuencias.
6. La evolución tectometamórfica de las unidades del área La Sierrita indica que la evolución tectónica del Escambray comienza con la subducción durante el Cretácico Campaniano Tardío, el inicio de la exhumación y enfriamiento progresivo durante el Maestrichtiano-Paleoceno con la formación de la estructura nappe escamada, la exhumación tardía del macizo en forma de domo durante el Eoceno Inferior-Medio, y finalmente los movimientos transcurrentes y las fallas normales durante el Eoceno Superior-reciente.

RECOMENDACIONES

Como recomendaciones del trabajo se proponen las siguientes:

1. Continuar los trabajos estructurales en la cúpula de Trinidad con énfasis en los movimientos al sureste, su origen y relación con la estructura.
2. Ejecutar trabajos dirigidos al estudio de las estructuras de carácter frágil (grietas, fallas y fracturas) que aportarían datos sobre los estadios finales de la evolución del Escambray.
3. Realizar estudios geocronológicos de las unidades de esquistos verdes de la cúpula de Trinidad para establecer con mayor seguridad, las edades en que ocurrieron las deformaciones.

BIBLIOGRAFÍA

- Abrecht, J., y Hewitt, D. A., 1988. Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite. *American Mineralogist*, 73, 1275-1284.
- Andó, J., Kozak, M., Ríos, Y., 1989. Caracterización general de la asociación ofiolítica de la zona de Holguín-Moa y el papel de las ofiolitas en el desarrollo estructural de Cuba. *Rev. Minería y Geología*, 7(1), 35-44.
- Atherton, M. P., 1968. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 18, 347-371.
- Baker, A. J., 1998. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Second edition. 264 pag. Stanley Tormes (publishers) Ltd.
- Ball, M. M., Harrison, C. G. A., Supko, P. R., 1969. Atlantic opening and the origin of the Caribbean. *Nature* 223, 167-168.
- Bermudez, P. J., 1963. Las formaciones geológicas de Cuba. Ministerio de la industria básica. Instituto cubano de recursos naturales, 1-175. La Habana, Cuba.
- Bermudez, P. J., y Hofststher, R., 1959. Léxico estratigráfico de Cuba. 5. Amarique latins, fase 2c, Cuba el iles adjacentes. 140 pág.
- Blein, O., Guillot, S., Lapierre, H., Mercier-de-Lepinay, B., Lardeaux. J. M., Millán, G., Campo, M., Garcia, A., 2003. Geochemistry of the Mabujina Complex. Central Cuba: Implication on ther Cuban Cretaceous arc rocks. *Journal of Geology*, III, 89-101.
- Bolotin, Y. A., 1968. Informe de cálculo de reservas del yacimiento Guachinango. Fondo geológico de Cuba ICRM. La Habana, Cuba.

Tesis doctoral. Ana Ibis Despaigne Díaz. Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, macizo Escambray, Cuba Central.

- Burke, K., Cooper, C., Dewey, J. F., Mann, P., Pindell, J. L., 1984. Caribbean Tectonic and relative plate motions. En: Bonini, W., Hargraves, R. B., Shagam, R. (ed.). The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Boulder, Colorado. Geological Society of America. Memoir, 162 pág, 31-63.
- Burke, K., Fox, P. J., Sengor, A. M. C., 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysics*, 83, 3949–3954.
- Butterlin, J., 1956. La constitution geologique et la structure des Antilles. Centre Nat. Recherche, Scientifique. 453 pág.
- Cazañas, X., Proenza, J. A., Mattiotti-Kysar, G.; Lewis, J. y Melgarejo J. C., 1998. Rocas volcánicas de las series Inferior y Media del Grupo El Cobre en la Sierra Maestra (Cuba Oriental): volcanismo generado en un arco de islas toleítico. *Acta Geológica Hispánica*, 33, (1-4), 57-74.
- Cipriani, C., Sassi, F. P., y Scolari, A., 1971. metamorphic white micas: definition of paragenetic fields. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 51, 259-302.
- Cobiella-Reguera, J., 2000. Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba: *International Geology Review*, 42 (7), 594-616.
- Cobiella-Reguera, J., 2005. Emplacement of Cuban ophiolites: *Geologica Acta*, 3 (3), 273-294.
- Cruz Gámez, E. M., Maresch, W. V., Cáceres-Govea, D., y Balcàzar, N., 2007. Significado de las paragénesis de anfíboles en metagabros relacionados con secuencias de margen continental en el NW de Cuba: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 318-327.
- Cruz Gámez, E. M., Despaigne-Díaz, A. I., Lastra Rivero, J. F., 2009. Rocas magmáticas vinculadas al margen continental pasivo mesozoico de Cuba suroccidental (en preparación).

Bibliografía

- Despaigne-Díaz, A. I., Cáceres Govea., D., 2009 a. Análisis estructural de la zona de Yaguanabo, macizo Escambray, Cuba Central aplicando criterios macro y microtectónicos. *Revista Geología y minería*, 25, N^o1.
- Despaigne-Díaz, A. I., Cáceres Govea., D., 2009 b. Las maclas de calcita en los metacarbonatos. Significado tectónico y su empleo en la determinación de temperaturas de deformación. *Revista Geología y minería*, 25, N^o1.
- Díaz de Villalvilla, L., 1997. Caracterización geológica de las formaciones volcánicas y volcano-sedimentarias en Cuba central, provincias Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus. En: *Estudios sobre Geología de Cuba* (Eds. Furrázola Bermúdez, G. F., Núñez Cambra, K. E). Centro Nacional de Información Geológica. La Habana, Cuba, 259-270.
- Díaz de Villalvilla, L., y Dilla, M., 1985. Proposición para una división de la llamada Formación Tobas (Provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus). *Serie Geológica del CIG*, (1), 133-149.
- Donnelly, T. W., 1985. Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region. En: Stehli, F.G., Webb, S.D. (Eds.). *The Great American Biotic Interchange*, 89–121.
- Donnelly, T. W., 1989. Geologic history of the Caribbean and Central America, *GSA Decade of North American Geology*, v. A, *The geology of North America: an overview*, 299-321.
- Draper, G., Jackson, T. A., y Donovan S. K., 1994. Geologic Provinces of the Caribbean Region. En: Donovan, S. K y Jackson, T. A (Eds) *Caribbean Geology. An Introduction*. The University of West Indies Publishers' Association, Jamaica, 3-12.
- Dryar, M. D., 1988. Direct evidence of hydronium substitution in biotite. *Annual Meeting of the Geological Society of America, Abstracts with programs*, A 102.
- Dryar, M. D., Colucci, M. T., y Guidotti, C. V., 1991. Forgotten major elements: Hydrogen and oxygen variation in biotite from metapelites. *Geology*, 19, 1029-1032.

- Dublan, L., y Alvarez, H., 1986. Informe final del levantamiento geológico y evaluación de minerales útiles, en escala 1:50 000, del polígono CAME I, zona Centro: Fondo Geológico Nacional, Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica. La Habana, Cuba, (inédito). 1402 p.
- Duncan, R. A., y Hargraves, R. B., 1984. Plate-tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. En: Bonini, W., Hargraves, R. B., Shagam, R. (Eds.), The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America Memories, 162, 81-93.
- Dymek, R. F., 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitution in biotite from high grade gneisses, West Greenland. American Mineralogist, 68, 880-899.
- Eisbacher, G. H., 1970. Deformation mechanism of mylonitic rocks and fractured granites in the Cobequid Mountains Nova Scotia. Canadian Bulletin Geological Society of America, 81, 2009-2020.
- Ernst W. G., 1963. Significance of phengitic micas from low-grade schist. American Mineralogist, 48, 1357-1373.
- Escuder-Virue, J., y Pérez-Estaún, A., 2006. Subduction-related P-T for eclogites and garnet glaucophanites from the Samaná Peninsula basement complex, northern Hispaniola. International Journal of Earth Sciences, 95, 995-1017.
- Ferrill, D. A., 1991. Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low temperature deformation in limestone. Journal of Structural Geology, 13, 667-675.
- Foley, S. F., 1990. Experimental reversal of the Na-K exchange reaction between muscovite-paragonite crystalline solutions and a 2 Molal aqueous (Na, K)Cl fluid. Journal of Petrology, 27, 675-676.

- Fonseca, E., Zelepugin, M., Heredia, M., 1984. Particularidades de la estructura de la asociación ofiolítica de Cuba. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 9, 59-73.
- Frisch, W., Meschede, M., Sick, M., 1992. Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, (10), 1301–1314.
- Furrazola Bermúdez, G., 1978. Nuevo esquema de correlación estratigráfica de la principales formaciones geológicas de Cuba. *La minería de Cuba*, 4(3).
- Furrazola Bermúdez, G., Judoley, C., Mijailovskaya, Y., Mirolievov, I., Novojatsky, A., Nuñez Jiménez, a., y Solsona, Y., 1964. *Geología de Cuba*. Editorial Universitaria, La Habana, 239 pág.
- García Casco, A., Lázaro, C., Rojas-Agramonte, Y., Kroner, A., Torres-Roldán, R. L., Núñez Cambra, K., Neubauer, F., Millán, G., y Blasco-Quintero, I., 2008 a. Partial melting y Counterclockwise P-T path of Subducted Oceanic Crust (Sierra del Convento, Cuba). *Journal of Petrology*, 49, 130-161.
- García-Casco, A., Torres-Roldán, R. L., Iturralde-Vinent, M. A., Millán, G., Núñez Cambra, K., Lázaro, C. y Rodríguez Vega, A., 2006. High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta* 4, 63-88.
- García-Casco, A., Torres-Roldán, R. L., Millán, G., Monie, P., Haissen, F., 2001. High-grade metamorphism and hydrous melting of metapelites in the Pinos terrane (W Cuba): evidence for crustal thickening and extension in the northern Caribbean Collisional belt. *Journal of metamorphic Geology*, 19, 699-715.
- García-Casco, A., Torres-Roldán, R.L., Millán, G., Monié, P., Schneider, J., 2002. Oscillatory zoning in eclogitic garnet and amphibole, northern serpentinite mélange, Cuba: a record of tectonic instability during subduction? *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 1–18.

Tesis doctoral. Ana Ibis Despaigne Díaz. Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, macizo Escambray, Cuba Central.

- García Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A, y Pindell, J., 2008. Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean plate and Caribeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*, 50, 781-809.
- Giunta, G., Beccaluva, L., y Siena, F., 2006. Caribbean plate margin evolution: constraints y current problems. *Geologica Acta*, 4 (1-2), 265-277.
- Goldstein, A. G., 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 10, 707-715.
- Gordon, M. B., Mann, P., Cáceres, D., y Flores, R., 1997. Cenozoic tectonic history of the North America-Caribbean plate boundary in western Cuba: *Journal of Geophysical Research*, 102, 10055-10082.
- Grafe, F., Stanek, K. P., Baumann, A., Maresch, W. V., Hames, W. E., Grevel, C., Millán, G., 2000. Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of granitoid intrusives in the Mabujina unit, Central Cuba: Thermal exhumation history of the Escambray massif. *Journal of Geology*, 109, 615-631.
- Grevel, C., 2000. Druck und Temperaturentwicklung der metamorphen Deckneinheiten des Escambray masives, Kuba (Pressure and temperature history of the metamorphic nappes of the Escambray massif, (Cuba). Doctoral thesis. Ruhr-Universitat Bochum, 170 pp.
- Guidotti C. V y Sassi F. P, 1976. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jahrb Mineral Abh*, 127, 97-142.
- Guidotti C. V., 1978. Compositional variation of muscovite in medium to high grade metapelites of Northwestern Maine. *American Mineralogist*, 63, 878-884.
- Guidotti, C V., 1984. Micas in metamorphic rocks. En: *Micas* (ed. Bailey, S. W.), 357-468. *Reviews in Mineralogy*, 13, Mineralogical Society of America, Washington DC.

- Guidotti, C V., Cheney, J. T., y Guggenheim, S., 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from Northwestern Maine. *American Mineralogist*, 62, 438-448.
- Guidotti, C V., y Dryar, M. D., 1991. Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic y crystallochemical implications. *American Mineralogist*, 76, 161-175.
- Hatten, C. W., Somin, M. L., Millán, G., Renne, P., Kistler, R.W., and Mattison, J. M., 1988. Tectonostratigraphic units of Central Cuba. *Proceedings of the 11th Caribbean Geological Conference*, Barbados, 1-13.
- Hatten, C. W.; 1967. Principal features of Cuban geology: Discussion, 51(5), 780-789.
- Hazzen, R. M., y Wones, D. R., 1978. Predicted y observed compositional limits of trioctahedral micas. *American Mineralogist*, 63, 885-892.
- Hewitt, D. A., y Wones, D. R., 1975. Physical properties of some synthetic Fe-Mg-Al trioctahedral biotites. *American Mineralogist*, 60, 854-862.
- Holdaway, M. J., y Lee, S. M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, y natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 175-198.
- Hollister, L. S., 1966. Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, 1647-1641.
- Iturralde-Vinent, M. A., 1988. Consideraciones generales sobre el magmatismo de margen continental de Cuba: *Revista Tecnológica*, 18, 17-24.
- Iturralde-Vinent, M. A., 1994. Cuban geology: a new plate tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology*, 17, 39-70.

Tesis doctoral. Ana Ibis Despaigne Díaz. Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, macizo Escambray, Cuba Central.

- Iturralde-Vinent, M. A., 1995. Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba. Bol. Soc. Venezolana de Geol., 20(1-2), 75-80.
- Iturralde-Vinent, M. A., 1996a. Introduction to Cuban geology and Tectonics, En: Iturralde-Vinent, M. A. (ed.). Ofiolitas y Arcos Volcanicos de Cuba. Miami, USA. IGCP project 364 Special Contribution, 1, 3-35.
- Iturralde-Vinent, M. A., Millán, G., Koekas, L., Nagy, E., Pajon, J., 1996b. Geological interpretation of the Cuban K-Ar data base, En: Iturralde-Vinent, M. A. (ed.). Ofiolitas y Arcos Volcanicos de Cuba. Miami, USA. IGCP project 364 Special Contribution, 1, 48-69.
- Iturralde-Vinent, M. A., 1996c. Geología de las ofiolitas de Cuba. In: Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba (Ed. Iturralde-Vinent, M.A.). IGCP Project 364, Special Contribution, 1, 83–120.
- Iturralde-Vinent, M. A., 1996d. El arco de islas volcánicas del Cretácico. En: Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba (Ed. Iturralde-Vinent, M.A.). IGCP Project 364, Special Contribution 1, 179–189.
- Iturralde-Vinent, M. A., 1996e. Evidencias de un arco primitivo (Cretácico inferior) en Cuba. En: Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba (Ed. Iturralde-Vinent, M.A.). IGCP Project 364, Special Contribution 1, 227–230.
- Iturralde-Vinent, M. A., 1998. Sinopsis de la constitución Geológica de Cuba. Acta Geológica Hispánica, 33, 9-59.
- Iturralde-Vinent, M. A., Díaz Otero, C., García Casco, A., van Hinsbergen, D. J. J., 2008. Paleogene Foredeep Basin Deposits of North-central Cuba: A Record of Arc Continent-Collision between the Caribbean and North American plates. International Geology Review, 50, 863-884.

- Iturralde-Vinent, M. A., Thieke, H. U., Wolf, D., ed. 1986. Informe final sobre los resultados del levantamiento geológico complejo y las búsquedas acompañantes a escala 1:50000 del polígono CAME-III, Camagüey, 1981-1987 (inédito). Ministerio de Industria Básica, Oficina de Minerales, 1500 pp. y mapas.
- Iturralde-Vinent, M. A., y Lidiak, E. G., (2006). Caribbean tectonic, magmatic, metamorphic and stratigraphic events. Implications for plate tectonics. *Geologica Acta*, 4, 1-5.
- Judoley, C. M., *et al.*, 1963. Mapa de yacimientos minerales de cuba, escala 1: 50 000. I.C.R.M,
- Kantchev, I., ed., 1978, Informe geológico de la provincia Las Villas-Resultados de las investigaciones geológicas a escala 1: 250 000 durante el periodo 1969-1975. Oficina Nacional de Recursos Minerales, Ministerio de Industria Básica, La Habana, Cuba, 1480 pág (inédito).
- Kerr, A. C., Iturralde-Vinent, M. A., Saunder, A. D., Babbs, T. L., Tarney, J., 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic Volcanic rocks. *Geological Society of America*
- Khudoley, K. M., 1967. Principal features of Cuban geology. *AAPG Bulletin*, 51, 668-677.
- Khudoley, K. M., y Meyerhoff, A. A., 1971. Paleogeography and Geological history of Greater Antilles. Boulder. Colorado. *Geological Society of America. Memoir* 129, 1-199.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Lister, G. S., y Snoke, A. W., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural. Geology*, 6, 617-638.

Tesis doctoral. Ana Ibis Despaigne Díaz. Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, macizo Escambray, Cuba Central.

- Liou, J.G., Tsujimori, T., Zhang, R.Y., Katayama, I., and Maruyama, S, 2004. Global UHP Metamorphism and Continent Subduction/Collision: The Himalayan Model. *International Geology Review*, v. 46, p. 1-27.
- Malfait, B. T., y Dinkelman, M. G., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geological Society American Bulletin*, 83, 251–272.
- Mann, P., 1999. Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic Setting. En: Mann, P. (ed.). *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*. 4. Amsterdam. Elsevier Science B, V, 3-31.
- Mann, P., Taylor, R., Lawrence Edwards, T. L. Ku., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1-69.
- Manning, C. E., 2004. The chemistry of subduction zone fluids. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 223, 1-16.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Godard, M., Proenza, J.A., Gervilla, F., Blanco-Moreno, J., 2006. Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belts (eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 717-736.
- Massone, H. J. y Shreyer, W., 1987. Phengite geobarometry on the limiting assemblage with K-feldspar, flogopite and quartz. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96, 212-224.
- Massone, H. J. y Szpurka, Z., 1997. Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Lithos*, 41, 229-250.

Bibliografía

- Maximov A., Grachev, G, Sosa, R. 1968. Geología y minerales útiles de las pendientes noroccidentales del sistema montañoso Escambray. Informe sobre los trabajos de búsqueda –levantamiento a escala 1: 50 000 en la parte sur de la provincia las Villas. Fondo geológico nacional de Cuba. No 1289.
- Mc Clay, K., 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, England. Handbook, 162 p.
- Meschede, M. y Frisch, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate Tectonophysics, 296, 269–291.
- Meyerhoff, A. A., y Hatten, C. W., 1968. Diapiric structures in central Cuba. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 8, 315-357.
- Meyerhoff, A. A., y Hatten, C. W.; 1974. Bahamas salient in Central Cuba: AAPG Mem, 8, 315-357.
- Millán, G., y Álvarez Sánchez, H.; 1992. Geología del área de La Sierrita, parte occidental de la cúpula Trinidad (inédito).
- Millán, G., 1972. El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica más suroriental de la Sierra de los Órganos: Academia de Ciencias de Cuba, Actas del Instituto de Geología, 2, 33-35.
- Millán, G., 1996. Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. En: Iturralde-Vinent, M. A. (ed). Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. Miami, USA, IGCP project 364, Special contribution 1, 131-146.
- Millán, G., 1997a. Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas, En: Furrázola Bermúdez, G. F., y Núñez Cambra, K. E., (eds). Estudios sobre Geología de Cuba: Centro Nacional de Información Geológica, La Habana, Cuba, 251-258.

Tesis doctoral. Ana Ibis Despaigne Díaz. Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, macizo Escambray, Cuba Central.

- Millán, G., 1997b. Geología del macizo metamórfico de la Isla de la Juventud, En: Furrázola Bermúdez, G. F., y Núñez Cambra, K. E. (eds). Estudios sobre Geología de Cuba. Centro Nacional de Información Geológica, La Habana, Cuba, 259-270.
- Millán, G., 1997c. Geología del Macizo metamórfico Escambray, En: Furrázola Bermúdez, G. F., y Núñez Cambra, K. E., (eds). Estudios sobre Geología de Cuba: Centro Nacional de Información Geológica, La Habana, Cuba, 271-288.
- Millán, G., y Myczynski, R., 1978. Fauna Jurasica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray: Academia de Ciencias de Cuba, Informe Científico Técnico, 80, 1-14.
- Millán, G., y Somin, M. L.; 1975. El metamorfismo del complejo vulcanógeno Cretácico en los alrededores del Escambray. Academia de Ciencias de Cuba. Serie geológica, 18, 1-8.
- Millán, G., y Somin, M. L.; 1976. Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. Academia de Ciencias de Cuba. Serie geológica, 27, 1-21.
- Millán, G., Somin, M., 1984. Nuevos aspectos sobre de la estratigrafía del macizo metamórfico de Escambray. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y Purial. I.G.P. Reporte de Investigación, 2, 1-142.
- Millán, G., y Somin, M. L., 1985a. Nuevos aspectos sobre la estratigrafía del macizo metamórfico Escambray, en su contribución al conocimiento geológico de la metamorfitas del Escambray y del Purial. igp. Reporte de investigación, 2, 1-42
- Millán, G., y Somin, M. L., 1985 b. Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. IGP. 83 pág.
- Miyashiro, A., y Shido, F., 1973. Progressive compositional change of garnet in metapelite. Lithos, 6, 13-20.

- Monier, G., y Robert, J. L., 1986. Muscovite solid solutions in the system K_2O - MgO - FeO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : an experimental study at 2 kbar P_{H_2O} and comparison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine*, 50, 257-266.
- Núñez Jiménez, J.A., 1962. Mapa geológico de Cuba. Ministerio de industrias a escala 1: 100 000. ICRM. La Habana.
- Okamoto, A., y Torumi, M., 2005. Progress of actinolite-forming reaction in mafic schists during retrograde metamorphism: an example from the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 335-356.
- Otsuki, M., y Bano, S., 1990. Prograde y retrograde metamorphism of hematite bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 425-439.
- Park, R. G., 1989. *Foundations of Structural Geology*. 2nd Edition. Chapman and Hall, New York. 145 p.
- Passchier, C.W., y Trouw, R. A., 1998. *Microtectonics*. Text book, 289 pag. Springer Verlag. Second edition.
- Pavlov, I., 1970. Informe sobre los trabajos de búsqueda-levantamiento a escala 1: 50 000 en el área comprendida entre las ciudades de Cumanayagua y Fomento, provincia Las Villas. Fondo geológico del ICRM, la Habana.
- Peacock, S. M., Rushmer, T., Thompson, A. B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 227-244.
- Peacock, S.M., and K. Wang (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction zone metamorphism: Examples from northeast and southwest Japan. *Science*, v. 286, p. 937-939.
- Pindell, J. L., Kennan, L., Maresch, W. V., Stanek, K. P., Draper, G. y Higgs, R., 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic

- controls on basin development in Proto-Caribbean margins. En: Avé Pindell, J. L., Kennan, L., Kennan, L., Stanek, K. P., Draper, G. (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 4, 303-341.
- Pindell, J. L., y Barrett, S. F., 1990. Geologic evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic Perspective, en: Dengo, G., Case, J. E., (eds.). *The Geology of North America. Volume H. The Caribbean Region*. Boulder. Colorado. Geological Society of America, 405-432.
- Pindell, J. L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: *Caribbean Geology: An Introduction* (Eds. Donovan, S.K., Jackson, T.A.). U.W.I. Publishers' Association, Kingston, Jamaica, 13-39.
- Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman III, W. C., Browley, D. B., Dewey, J. F., Labreque, J., Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. En: Scotese, C.R., Sager, W.W. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions*. *Tectonophysics* 155, 121–138.
- Pindell, J. L., Kennan, L., 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Transactions, Petroleum systems of deep-water basins: global and Gulf of Mexico experience*. GCSSEPM 21st Annual Research Conference, Houston, Texas, GCSSEPM, 193-220.
- Pindell, J., 1985. Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean Sea. *Tectonics* 3, 133–156.
- Pindell, J., Kennan, L., Stanek, K. P., Maresch, W. V., y Draper, G., 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 4, (1-2), 303-341.

- Pindell, J., y Dewey, J. F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region. *Tectonics* 1 (2), 179–212.
- Platt, J. P., y Vissers, R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology* , 2, 397-410.
- Price, J. N., y Hancock, P. L., 1972. Development of fracture cleavage and kindred structures. *Proc. 24 th Int. Geol. Congr, Section 3*, 584-592
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J. C., Bodinier, J. L., 1999. Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94, 547-566.
- Proenza, J. A., Melgarejo, J. C., Gervilla, F., Rodríguez-Vega, A., Díaz-Martínez, R., Ruiz-Sánchez, R., Lavaut, W., 2003. Coexistence of Cr- and Al-rich ophiolitic chromitites in a small area: the Sagua de Tánamo district, Eastern Cuba. In: Eliopoulos *et al.*, (eds.). *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Rotterdam Netherlands, Millpress, 1, 631-634.
- Pszczolkowski, A., 1978. Geosinclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development and paleogeography: *Geologica Act*, 28, 1-96.
- Pszczolkowski, A., 1982. Cretaceous sediments and paleogeography in the western part of the Cuban miogeosyncline. *Acta Geologica. Polonica*, 32, 135-161.
- Pszczolkowski, A., 1999. The exposed passive margin of North America in western Cuba, en Mann, P. (ed), *Caribbean Basin: Amsterdam, Elsevier, Sedimentary Basins of the World*, 4, 93-121..
- Pszczolkowski, A., y Albear, J. F., 1985. Sobre la edad del metamorfismo y la estructura tectónica de la faja Cangre. *Provincia de Pinar del Río, Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 10, 31-36.

Tesis doctoral. Ana Ibis Despaigne Díaz. Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, macizo Escambray, Cuba Central.

- Pszczolkowski, A., y Flores, R., 1986. Fases tectónicas del Cretácico y del Paleógeno de Cuba occidental y central. *Bulletin of the Polish Academy of Science (Earth Sciences)*, 34, 95-111.
- Pszczolkowski, A., y Myczynsky, R., 2003, Stratigraphic constraints on the Late Jurassic-Cretaceous Paleotectonic interpretation of the Placetas belt in Cuba. in Bartolini, C., Buffler, R. T., and Blickwede, J., eds., *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 79, 101-105.
- Puscharovsky Y. M., 1988. Mapa geológico de la Republica de Cuba a escala 1: 250 000 (42 hojas). Academia de Ciencias de Cuba y la URSS.
- Pusharoswki, Y. M., Mossakovsky, A., Nekrasov, S., Sokolov, M., Ituttalde-Vinent., M. A., 1989. *Tectonics of the Republic of Cuba: Explanatory note to the tectonic map of Cuba, scale 1: 50 000 (en ruso)* Edit Nauka, Moscow, 77 pág.
- Rimanov, V. M., 1961. Informe sobre los trabajos aeromagnéticos de la República de Cuba. Fondo geológico del ICRM. La Habana.
- Robert, J. L., 1976. Phogopite solid solutions in the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Chemical Geology*, 17, 195-212.
- Robertson, S., 1999. BGS rock classification scheme, En: *Classification of metamorphic rocks*, 2. British Geological Survey Research Report number RR 99-02.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Handler, R., García-Delgado, D. E., Friedl, G., Delgado-Damás, R., 2005. Variation of paleostress patterns along the Oriente Transform Fault, Cuba: Significance for Neogene-Quaternary tectonics of the Caribbean realm. *Tectonophysics*, 396, 161-180.

- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Kröner, A., Wan, Y. S., Liu, D. Y., Garcia-Delgado, D. E., Handler, R., 2004. Geochemistry and age of late orogenic island arc granitoids in the Sierra Maestra, Cuba: evidence for subduction magmatism in the early Palaeogene. *Chemical Geology*, 213, 307-324.
- Rosencrantz, E., 1996. Basement structure and tectonic in the Yucatan basin. En: Iturralde-Vinent, M. A., (ed.). *Ofilas y Arcos Volcanicos de Cuba*. Miami, USA; IGCP Projec364 Special Contribution 1,36-47.
- Ross, M. I., y Scotese, C. R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. En: Scotese, C. R., Sager, W. W. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions*. *Tectonophysics* 155, 139–168.
- Sawyer, D. S., Buffler, R. T. y Pilger, R. H., 1991. The crust under the Gulf of Mexico basin, in *Geology of North America, Vol. J: Gulf of Mexico Basin*, edited by A. Salvador, Chap. 4, *Geol. Soc. Amer.*, 53-72.
- Schneider, J., 2000. *Origines et chemins P, T et d'éclogites de Cuba (Caraïbes) exhumées en contexte de subduction*. DEA report. University of Montpellier II, France, 43 pág. Inédito.
- Schneider, J., Bosch, D., Monie, P., Guillot, S., Garcia Casco, A., Lardeaux, J. M., Torres-Roldán, R. L., and Millán, G., 2004. Origin and evolution of the Escambray Massif (central Cuba); and example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction: *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 227-247.
- Simpson, C., y Schmid, S. M., 1983. An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. *Bull Geol Soc Am.* 94. 1281-1288.

- Simpson, G. D. H., Thompson A. B. and Connolly, J. A. D. (2000) Phase relations, singularities and thermobarometry of metamorphic assemblages containing phengite, chlorite, biotite, K-feldspar, quartz and H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 555-569.
- Somin, M. L., Arakelyants, M. M. y Kolesnikov, E. M., (1992). Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks in Cuba. *International Geology Review*, 34, 105-118.
- Somin, M. L., y Millán, G., 1972. Los complejos metamórficos de Pinos, Escambray y oriente de Cuba (en ruso). *Izvestia Anssr, Ser. Geol*, 5, 48-57.
- Somin, M. L., y Millán, G., 1976. El complejo anfibolítico de Cuba sur –central y problemas de la posición tectónica de la serie eugeosinclinal de la isla (en ruso). *bull.moip, otd, geol*, 5, 73-93.
- Somin, M. L., y Millán, G., 1981. Geología de los complejos metamórficos de Cuba (en ruso). Moscú. Editorial Nauka. 219 pág.
- Spear, F. S., 1995. Metamorphic Phase Equilibria and P-T-t paths. Mineralogical Society of America Monograph, Washington D.C. 799 pp.
- Spear, F. S., Kohn, M. J., Florence, F. P., y Menard, T., 1990. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schist: implications for thermobarometry and P-T path determination. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 683-696.
- Stanek, K.P., 2000. Rb-Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages of granitoid intrusives in the Mabujina unit, Central Cuba: Thermal exhumation history of the Escambray massif. *Journal of Geology*, 109, 615-631.
- Stanek, K. P., Maresch, W. V., Grafe, F., Grevel, Ch., and Baumann, A., 2006. Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus dome (eastern Escambray massif, Central Cuba): *Geologica Acta*, 4, 151-170.

- Stanek, K. P., y Maresch, W. V., 2007. Timing of the HP metamorphism of the Escambray massif in Central Cuba, in Martens, U., y García Casco, A., (Eds) " High-pressure belts of Central Guatemala: The Motagua suture and Chuacús Complex". IGCP 546 Special Contribution. [http:// www.ugr.es/agcasco/igcp546/](http://www.ugr.es/agcasco/igcp546/) >>Activities>>Abstracts.
- Stanik, E., Ching, R., Mañour, J., Vázquez, C., 1981. Informe del levantamiento geológico Escambray I. Empresa Geominera del Centro. 512 p.
- Stephan, J. F., Mercier de Lepinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J.-C., Olivet, J.-L., Vila, J.-M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Thery, J.-M., Tournon, J., Blanchet, R., Dercourt, J., 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. Bull. Soc. Ge´ol, Fr. 8 (6), 915–919.
- Stern, R. J., 2002. Subduction zones. Reviews of Geophysics 40, article number 1012, doi: 10.1029/2001RG000108.
- Sykes, L. R., Mc Cann, W. R., Kafka, A. L., 1982. Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. J. Geophys. Res. 87, 10656–10676.
- Thiadens, A. A., 1937. Geology of the southern part of the province of Santa Clara (Las villas), Cuba. Geogr.Geol:Meded.Phys.Geol.Reeks, 2(12), 1-69.
- Turner, F. J.; y Weiss, L. E., 1963. Structural analysis of Metamorphic Tectonites, McGraw and Hill, New York.
- Velde, B., 1967. Si ⁴⁺ content of natural phengites. Contribution to Mineralogy and Petrology, 14, 250-258.
- Wood, D. S., 1974. Current views of the development of slaty cleavage. Annual Review of Earth and Planetary Sciencies, 2 , 369-401.

Tesis doctoral. Ana Ibis Despaigne Díaz. Estructura y metamorfismo del área La Sierrita, macizo Escambray, Cuba Central.

www.pdvsa.com/lexico/utilid/glosario/glosario.htm.

www.unb.br/ig/glossario/verbete/Litodema.htm

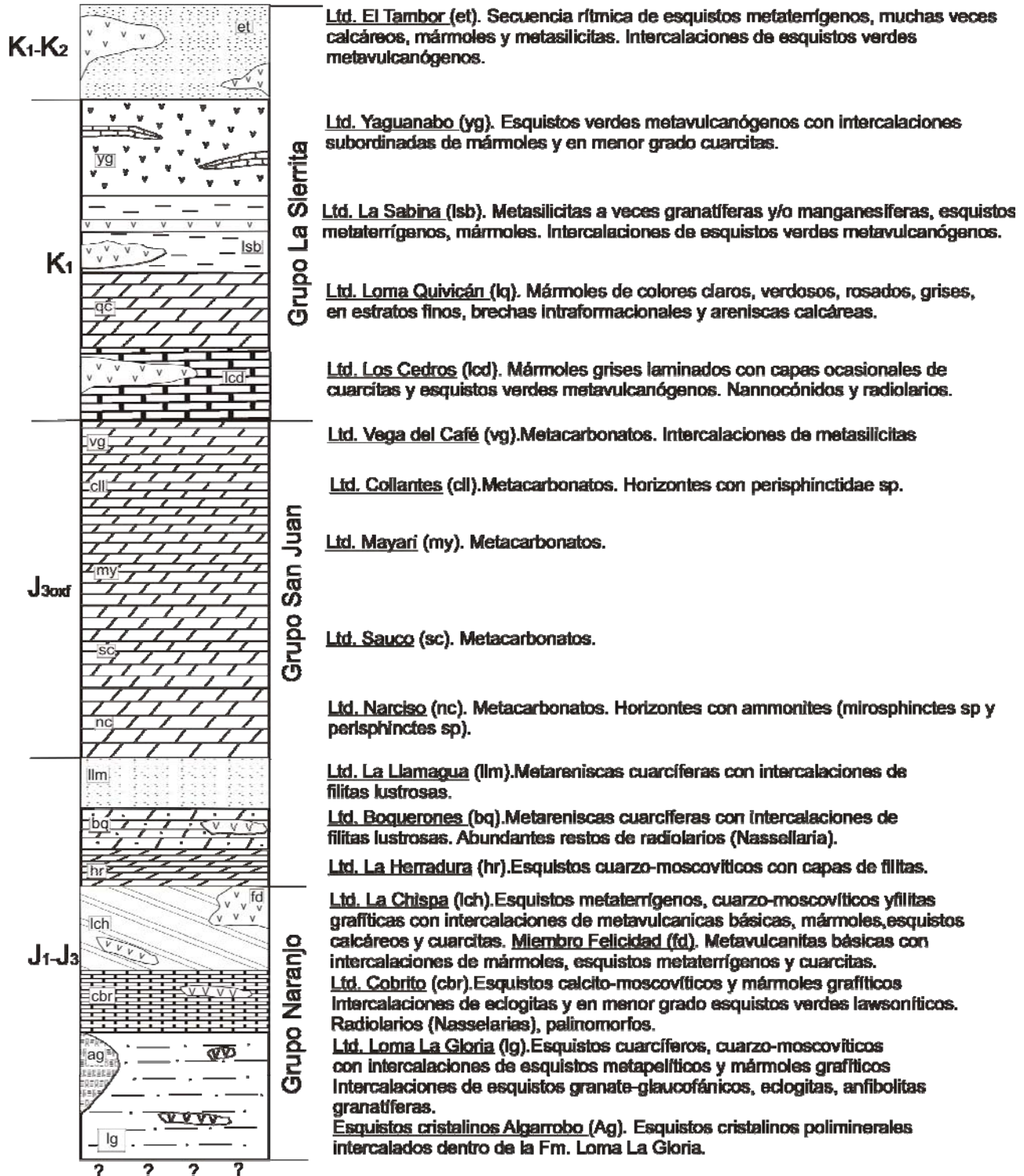
stratigraphy.science.purdue.edu/...guide/abguid.html

mapserver.sgm.gob.mx/.../LexicoEs.../metodologia.html

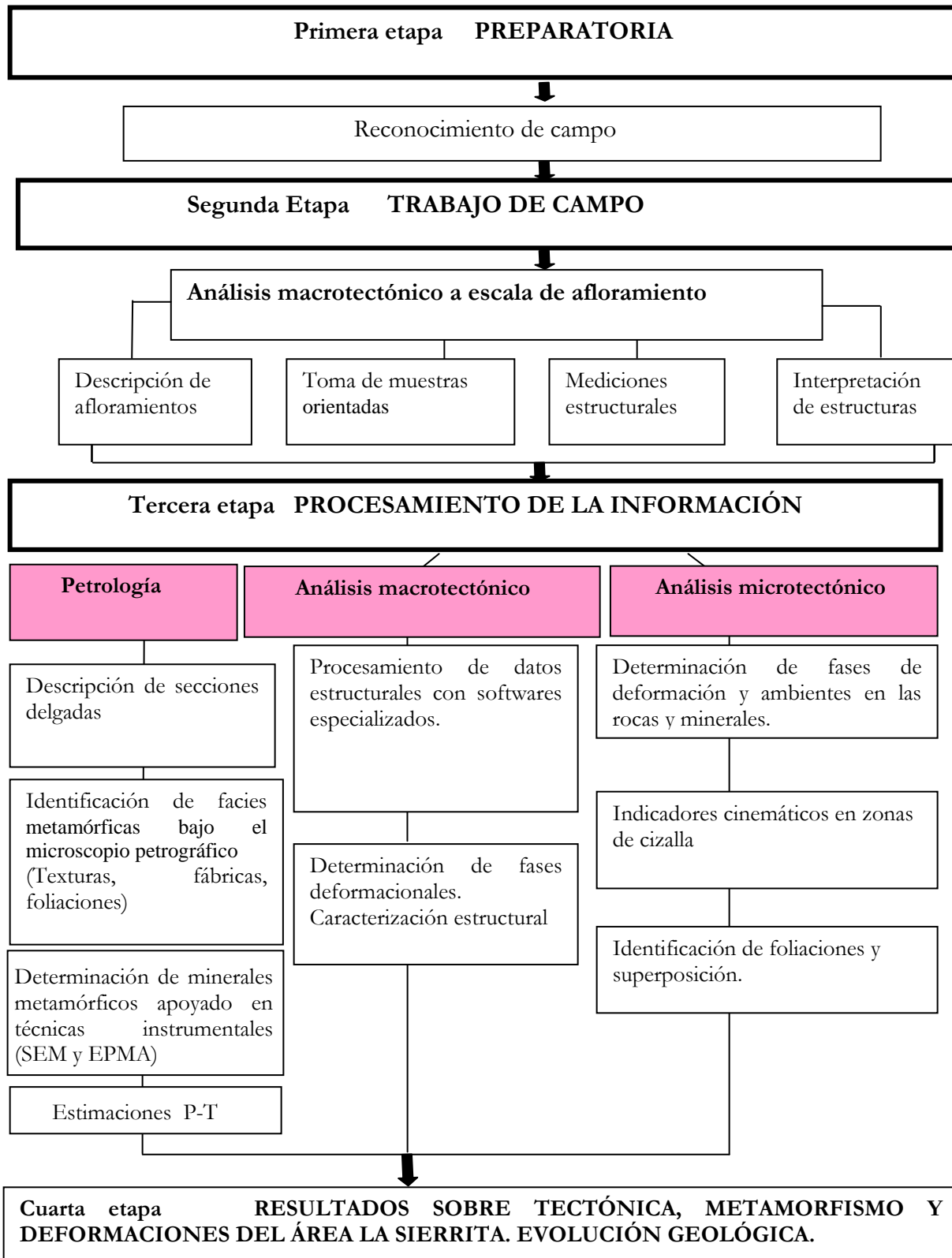
Anexo 1. Columna geológica generalizada del macizo Escambray.

Compilada de los trabajos de Millán y Somin (1981,1985 a y b), Millán y Alvarez Sánchez, 1992 (inédito) y Millán, 1997c. Aparecen representadas con el símbolo (v), las distintas manifestaciones de rocas volcánicas en las formaciones correspondientes.

COLUMNA LITOLÓGICA GENERALIZADA DEL MACIZO ESCAMBRAY

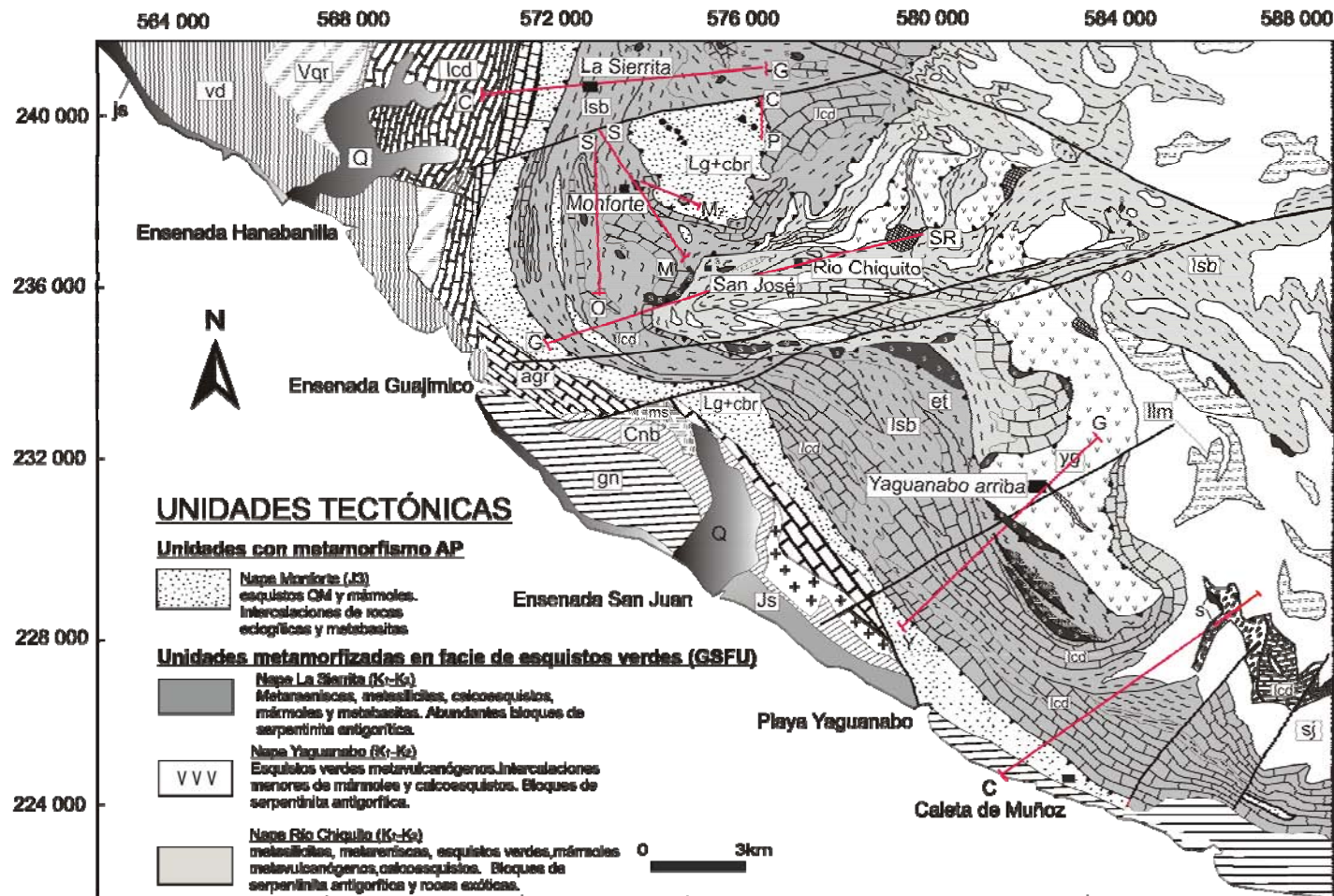


Anexo 2. Diagrama de flujo con la metodología de la investigación.



Anexo 3. Mapa geológico del área con ubicación de los perfiles realizados.

CG= Cafetal-Gavilanes, SO= Sierrita-Ocujal, SM= Sierrita-Monforte, G= Guajimico-San José, SR= San José-Rio Chiquito, YG= Playa Yaguanabo-Yaguanabo Arriba, CP= Cafetal-Pico Blanco, SM₂= Sierrita-Monforte-Pico blanco, CM= Caleta de Muñoz-El Colorado. El mapa contiene tanto las unidades dentro del macizo Escambray (objeto de estudio) como unidades adyacentes fuera del límite del área. Mapa base a partir de los trabajos de Millán, G y Álvarez Sánchez (1992); Mapa geológico de Cuba a escala 1: 100 000, García Delgado *et al.*, (1998); y datos del autor. Leyenda representada en página contigua.



Mapas bases: Esquema geológico área La Sierrita (Millán, G. y Álvarez Sánchez, H., 1992, a escala 1: 25 000). Mapa geológico de Cuba 1: 100 000, (García Delgado *et al.*, 1998). Modificado con datos del autor.

Anexo 3 .(Continuación). Leyenda general del mapa geológico.

UNIDADES TECTÓNICAS EN EL ÁREA LA SIERRITA

Unidades metamorizadas con metamorfismo de alta presión

 Nape Monforte. Esquistos cuarzo micáceos, mármoles, mármoles grafiticos, esquistos calcáreos micáceos. Bloques de metabasitas y eclogitas.

Unidades metamorizadas en facie de esquistos verdes


 Nape La Sierrita. Metareniscas, metasilitas, calcoesquistos, mármoles y metabasitas. Abundantes bloques de serpentinitas antigoríticas.


 Nape Yaguanabo. Metabasitas con intercalaciones menores de mármoles y calcoesquistos.


 Nape Río Chiquito. Metabasitas, metareniscas, mármoles, calcoesquistos y metabasitas. Bloques de serpentinitas antigoríticas y rocas exóticas.


 Nape indiferenciado. Mármoles San Juan.


ROCAS FUERA DE LOS LÍMITES DEL MACIZO ESCAMBRAY (Cuaternario, arco volcánico, complejo Mabujina y formaciones de cuencas cenozoicas)


 Q Depósitos cuaternarios aluviales. Limos, arcillas, gravas y guijarros.


 β Fm Jaimanitas. Calizas biotriticas, calcarenitas y margas

 N2-Q Fm Vedado (vd). Calizas biotriticas, biotriticas, dolomitizadas y lentes de calcarenitas.


 Nr Fm Guines (gn). Calizas biotriticas, biotriticas, dolomitizadas y lentes de margas y calcarenitas.


 Km Fm Cantabria (cnb). Calizas detriticas y arrecifales, margas.


 Kz et Miembro Moscas (ms). Calizas biogénicas, areniscas calcáreas y conglomerados.


 Js-Kr Complejo Mabujina (agr). Anfibolitas bandeadas normales hasta grano grueso


ROCAS PERTENECIENTES AL MACIZO ESCAMBRAY.


 K1-K2 Fm El Tambor (et). Secuencia de esquistos verdes calcáreos, ocasionalmente grafiticos, mármoles, metasilitas, esquistos verdes metavulcanógenos.


 K1 Fm Yaguanabo (yg). Esquistos verdes metavulcanógenos con intercalaciones de calcoesquistos y mármoles.

 Fm La Sabina (lsb). Metasilitas, metareniscas, esquistos verdes metavulcanógenos, intercalaciones de esquistos metapelíticos y mármoles.


 Fm Los Cedros (lcd). Mármoles grises laminados, metasilitas, esquistos verdes metavulcanógenos y esquistos calcáreos.


 Js oxd Grupo San Juan (sj). Mármoles grises a veces grafiticos y fétidos.


 Js-Kr oxd Formaciones Loma La Gloria (lg) y Cobrito (cbr). Esquistos cuarzo micáceos a veces grafiticos, intercalaciones de esquistos calcáreos y mármoles. Cuerpos de metabasitas y eclogitas con metamorfismo retrógrado en la facie de esquistos verdes.


 Fm La Llagua (llm). Metareniscas y filitas lustrosas.


ROCAS EXÓTICAS E INTRUSIVAS

 Cuerpos de serpentinitas


 Cuerpos de zoisititas


 Granitoides


 Metagabros


 Rocas metasomáticas con talco y anfíbol


SÍMBOLOS


 Contactos geológicos normales

 Fallas de sobrecoimiento entre unidades principales (napes)

 Contactos geológicos tectónicos entre unidades menores (fallas inversas).a) seguros, b) inferidos

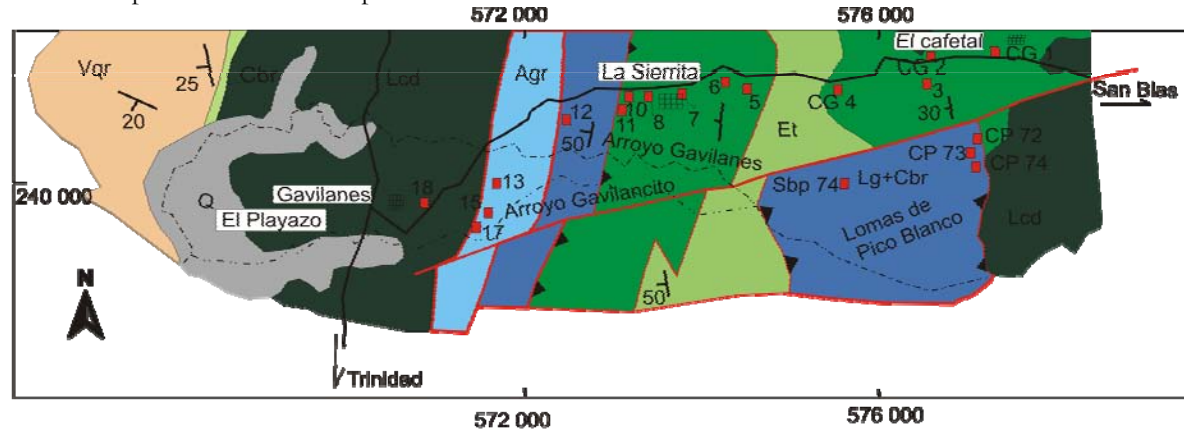
 Fallas normales

 pueblos y asentamientos menores

 Líneas de perfil

Anexo 4. Mapas de ubicación de puntos de observación de los perfiles geológico-estructurales.

Cafetal-Gavilanes (CG) y Cafetal-Pico Blanco (CP). Los puntos iniciales están etiquetados con el prefijo del perfil correspondiente. Se incluye leyenda general de todos los mapas de ubicación de puntos.



Escala 1 cm: 1 km

Mapa base: Mapa geológico de Cuba 1: 100 000, García Delgado et al (1998)

LEYENDA

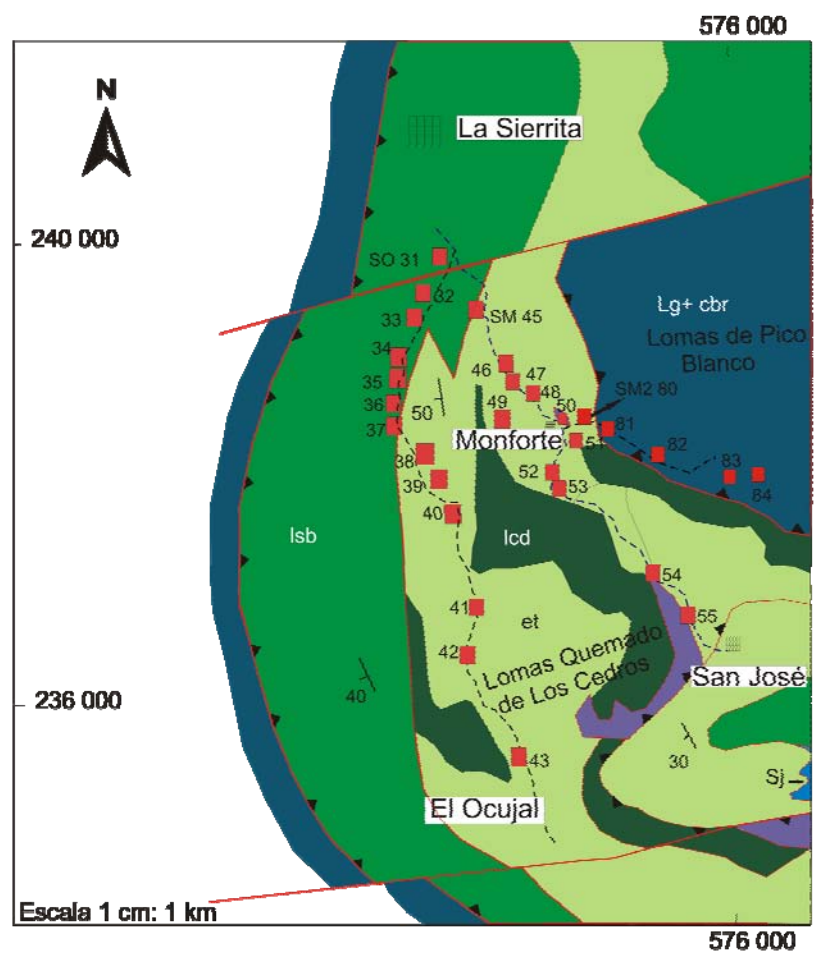
- | | |
|-----|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Q | Depósitos cuaternarios |
| Gn | Fm Guines (N1). Calizas, dolomitas y calcarenitas. |
| Cnb | Fm Cantabria (K2m). Calizas micríticas, margas y calizas arrecifales. |
| ms | Fm Moscas (K2s). Calizas, conglomerados, areniscas cálcneas y margas. |
| Agr | Complejo Mabujina (J3-K1). Calizas, conglomerados, areniscas cálcneas y margas. |
| et | Fm El Tambor (K2). Esquistos cuarzo micáceos, mármoles, esquistos verdes cálcneos, esquistos verdes metavulcanógenos y metasilicitas. |
| Yg | Fm Yaguanabo (K1). Esquistos verdes metavulcanógenos básicos, mármoles, calcoesquistos. |
| Isb | Fm La Sabina (K1). Metasilicitas, esquistos verdes metavulcanógenos, mármoles, y esquistos metapelíticos. |
| lod | Fm Los Cedros (K1). Mármoles grises laminados, grafiticos, metasilicitas, esquistos verdes metavulcanógenos y esquistos cálcneos. |
| Lg | Fm Loma La Gloria (J3oxf). Esquistos cuarzo micáceos, esquistos moscovíticos grafiticos e intercalaciones de eclogitas y metabasitas granatíferas. |
| Cbr | Fm Cobrito (J3oxf). Mármoles grises laminados, esquistos cálcneos grafiticos, intercalaciones de eclogitas y metabasitas con granate. |
| Sj | Grupo San Juan (J3). Mármoles |

- | | |
|------|--------------------------------------------------------|
| Llm | Fm La Llagueta (J3). Metareniscas y filitas lustrosas. |
| S.S. | Cuerpos de serpentinitas |
| £ | Cuerpos de zolilitas |

SÍMBOLOS

- | | |
|---|---------------------------------------------------|
| — | Contactos normales entre unidades |
| ~ | Buzamiento de la foliación principal |
| ■ | Poblados |
| — | Fallas de sobrecojimiento entre napes principales |
| — | Fallas inversas entre unidades menores |

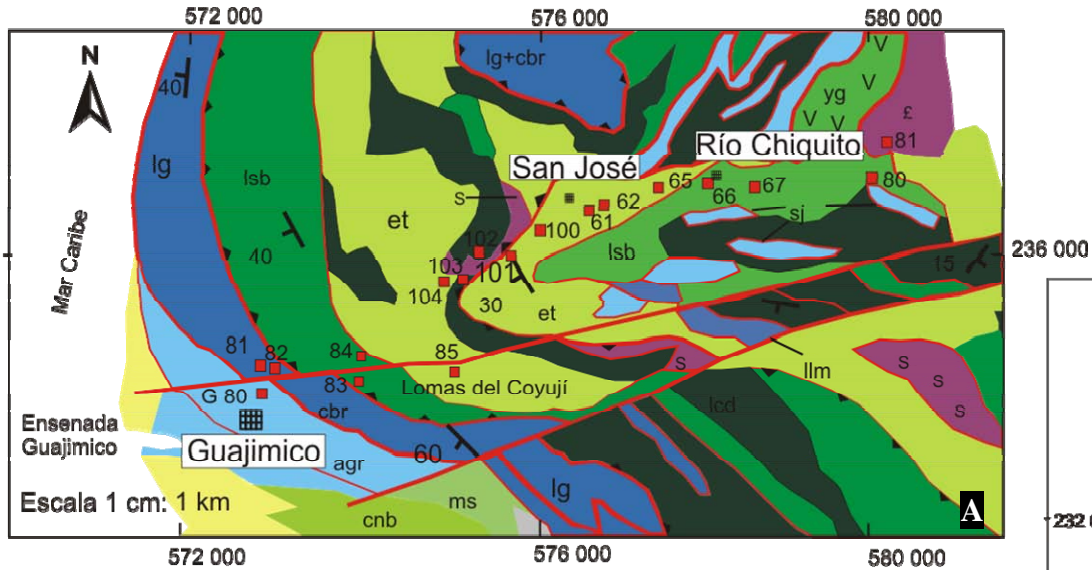
Anexo 5. Mapa de ubicación de puntos de observación de los perfiles Sierrita-Ocujal (SO), Sierrita-Monforte (SM) y Sierrita-Monforte 2 (SM₂).



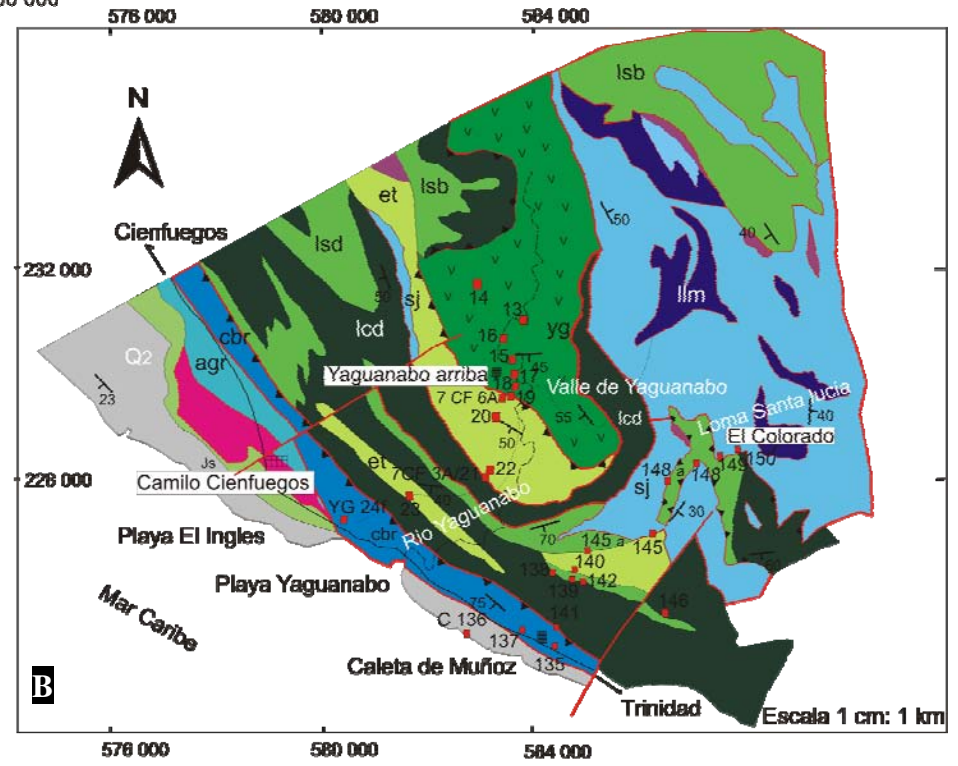
Mapa base: Mapa geológico de Cuba 1:100 000, (García Delgado et al, 1998)

Anexo 6. Mapa de ubicación de puntos de los perfiles en la zona suroeste.

A) Guajimico-San José-Río Chiquito (GSR). B) Playa Yaguanabo-Yaguanabo Arriba (YG) y Caleta de Muñoz-El Colorado (C).



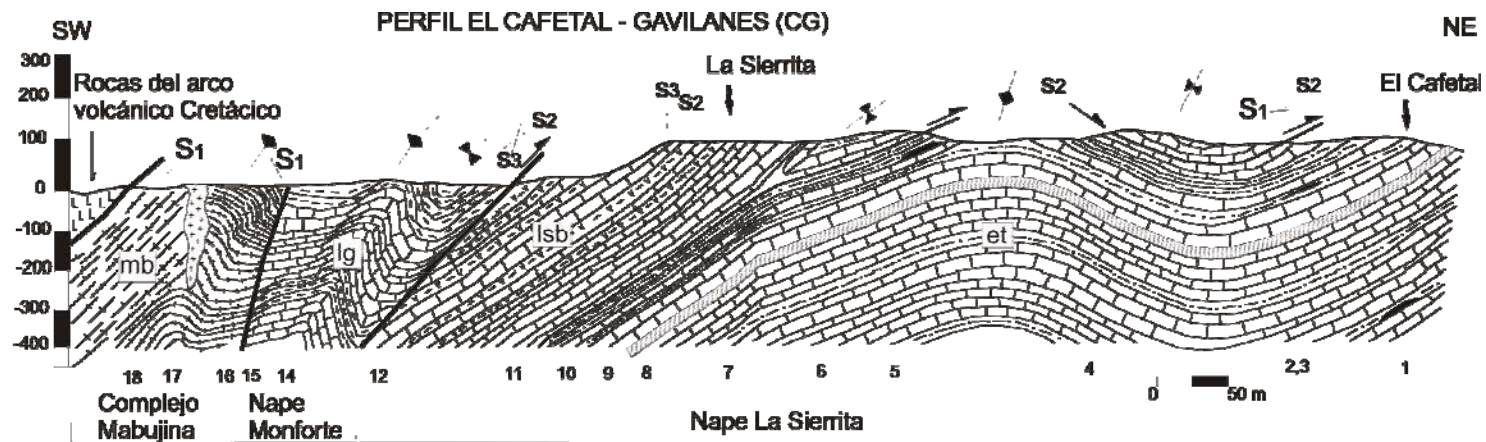
Mapa base: Mapa Geológico de Cuba 1:100 000, (García Delgado et al, 1998)



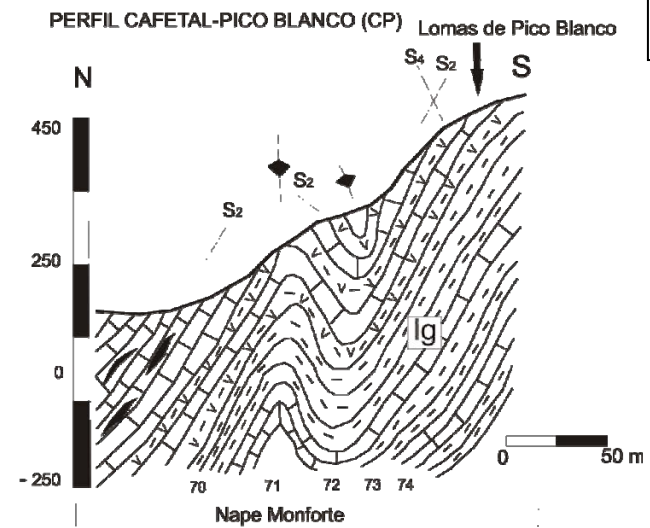
Mapa base: Mapa geológico de Cuba 1: 100 000, (García Delgado et al, 1998)

Anexo 7. Perfiles geológico-estructurales en la parte norte del área.

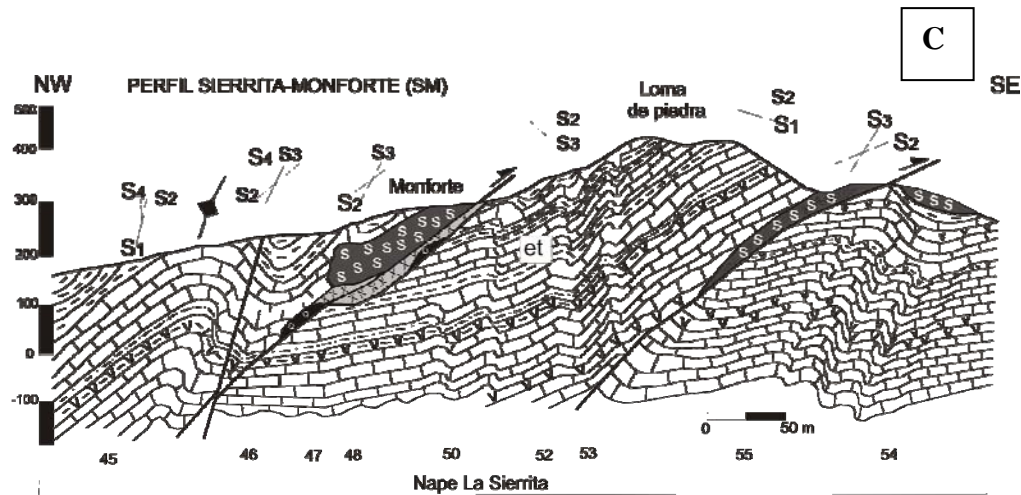
A) Cafetal-Gavilanes (CG) y B) Sierrita-Monforte₂ (SM₂), y C) Sierrita-Monforte (SM).



A



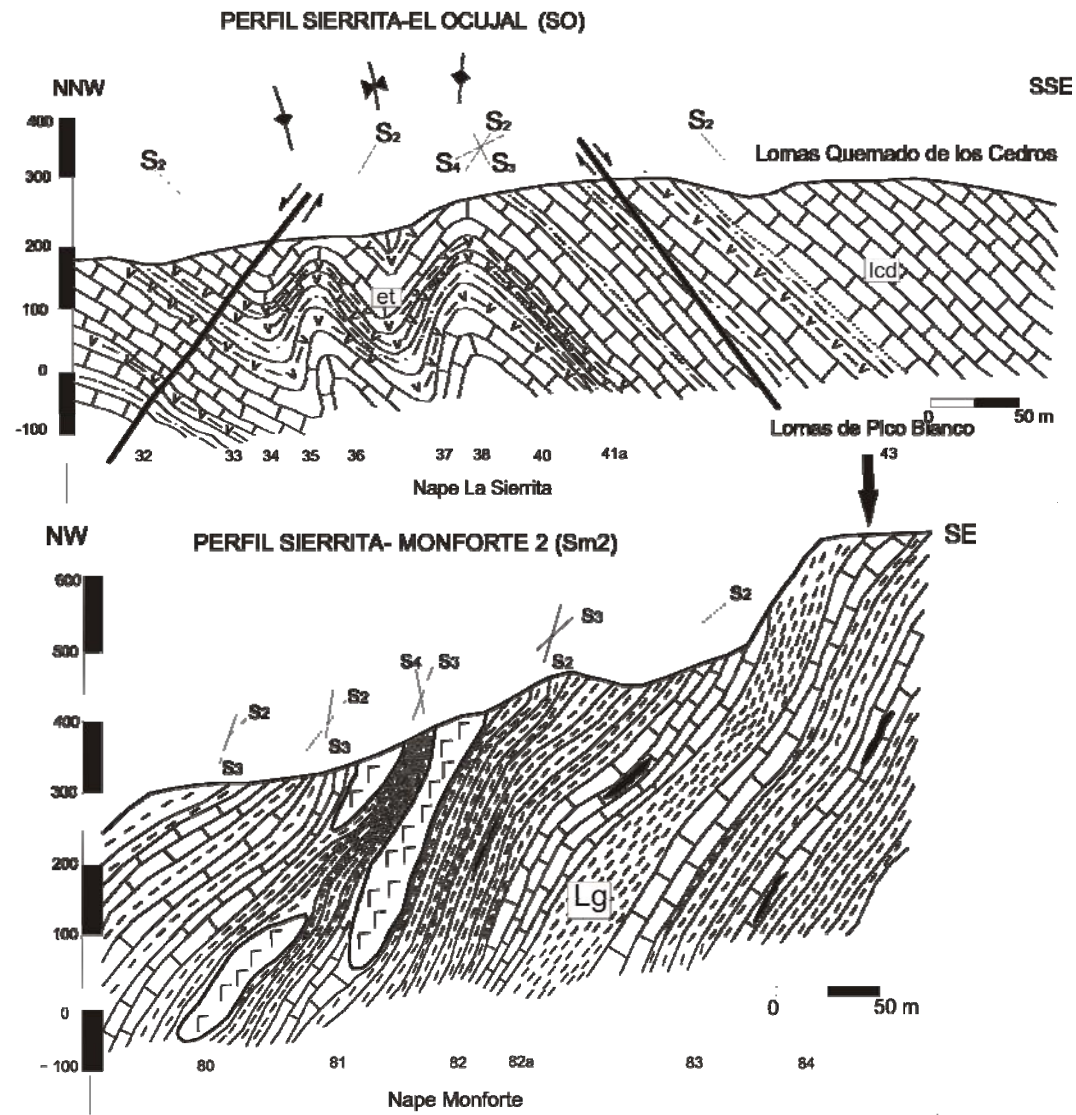
B



C

Anexo 8. Perfiles geológico-estructurales en la parte norte del área.

D) Sierrita-Ocujal (SO) y E) Sierrita-Monforte₂ (SM₂).

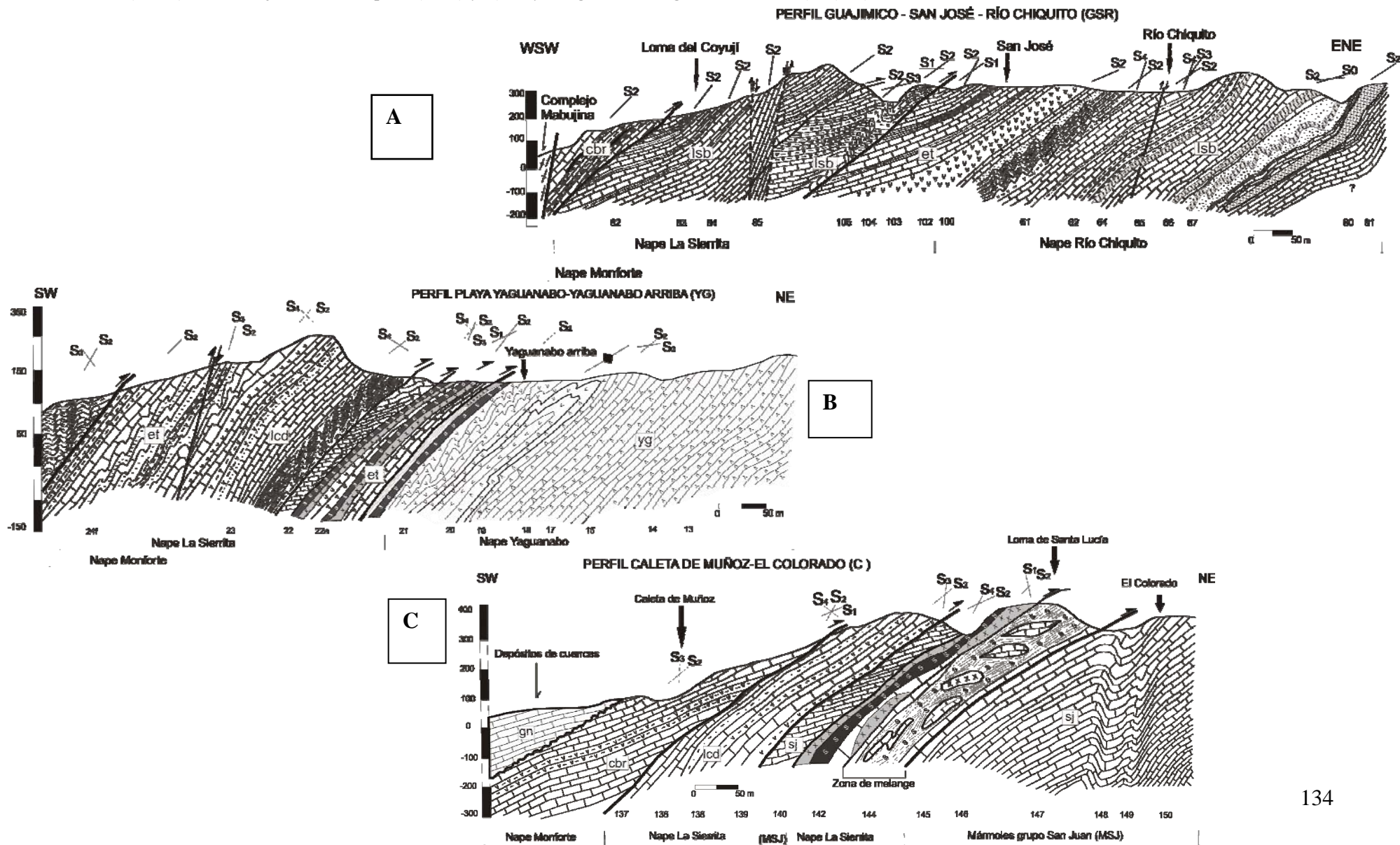


D



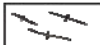





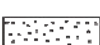

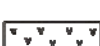

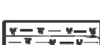
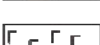

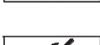


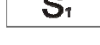






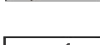








E

Anexo 9. Perfiles geológico-estructurales en la parte suroeste del área.

A) Guajimico-San José-Río Chiquito (GSR) y B) Playa Yaguanabo-Yaguanabo Arriba (YG). C) Caleta de Muñoz-El Colorado.



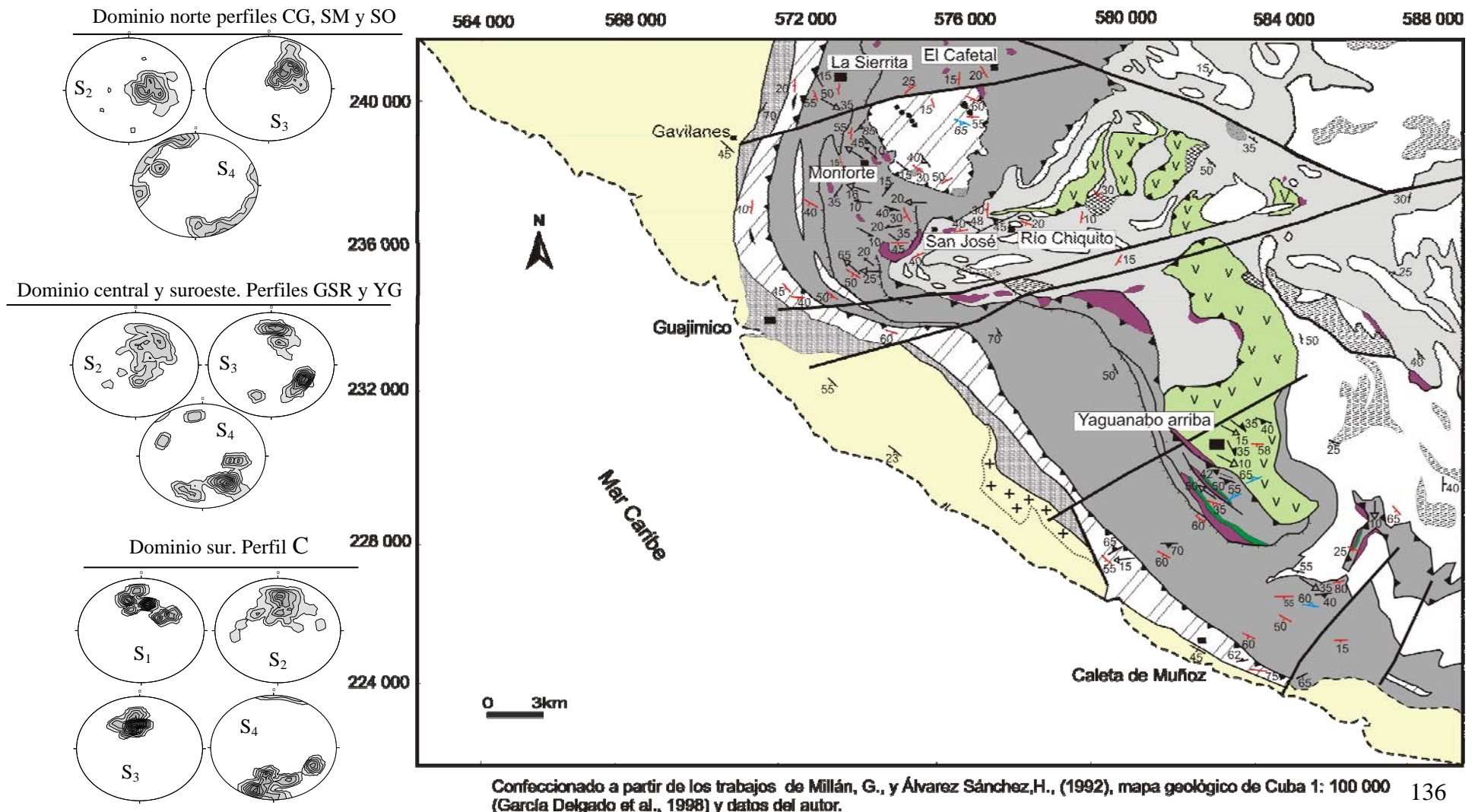
Anexo 9.(Continuación). Leyenda general de los perfiles geológico-estructurales.

	Rocas del arco volcánico indiferenciadas		Cuerpos de serpentinitas antigoríticas
	Anfibolitas bandeadas del complejo Mabujina		Cuerpos de rocas exóticas (zoisitas)
	Esquistos cuarzo micáceos, a veces granatíferos.		Metasilicias
	Esquistos carbonatados micáceos		Rocas metasomáticas con talco, antigorita y anfíbol
	Metareniscas carbonatadas		Lentes de grafito
	Esquistos verdes metavulcanógenos básicos.		Vetas de cuarzo
	Esquistos verdes cálcareos con clorita y epidota (calcoesquistos)		Anfibolitas granatíferas
	Mármoles		Sobrecorrimientos y fallas inversas entre napes principales, con sentido de movimiento indicado
	Foliación S1		Sobrecorrimientos y fallas inversas entre napes secundarias, con sentido de movimiento indicado
	Foliación S2		Fallas normales a) seguras b) supuestas
	Foliación S3		Traza axial de antiformas
	Clivaje de fractura S4		Traza axial de sinformas
	Fm. El Tambor		Fm. Los Cedros
	Fm. La Sabina		Fm. Loma La Gloria
	Fm. Cobrito		Fm. Yaguanabo
	Fm. Guines		Anfibolitas bandeadas del complejo Mabujina
	Puntos de observación y toma de mediciones		Límite discordante entre unidades

Anexo 10. Mapa tectónico del área.






























Se representan los elementos estructurales agrupados en tres dominios para las GSFU.

MAPA TECTÓNICO DEL ÁREA LA SIERRITA



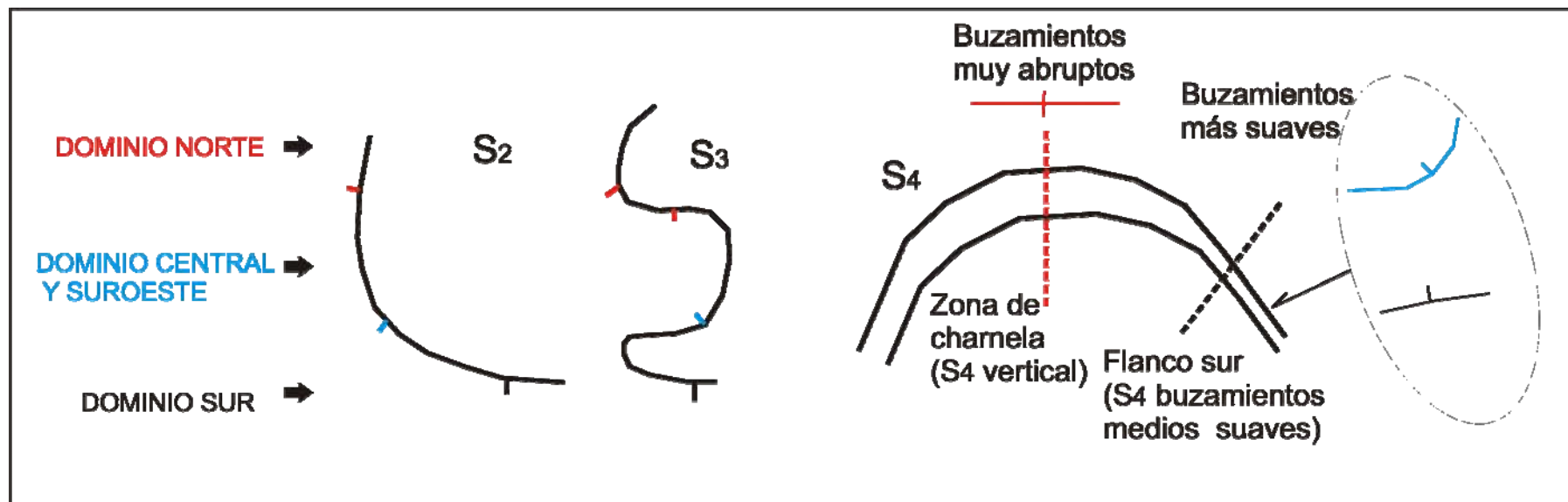
Anexo 10. (Continuación). Leyenda general del mapa tectónico de La Sierrita.

LEYENDA

	Nape Monforte		Ejes de pliegues F4
	Nape La Sierrita		Rocas fuera de los límites del macizo Escambray. Arco volcánico, formaciones de cuencas Cenozoicas y Cuaternario
	Nape Yaguanabo		Rocas metasomáticas con talco, antigorita y anfíbol. Esquistos actinolíticos y talcosos
	Nape Río Chiquito		Cuerpos de rocas exóticas (zoisititas)
	Nape indiferenciado (mármoles San Juan)		Metabasitas
	Cuerpos de serpentinitas antigoríticas		Granitoides
	Anfibolitas del complejo Mabujina		Metareniscas y filitas de la Fm La Llagueta
	Eclogitas		Fallas de sobrecojimiento entre napes principales, seguras. Dientes en el bloque que cabalga.
	Foliación S1		Fallas de sobrecojimiento secundarias. Dientes en el bloque que cabalga.
	Foliación S2		Fallas de sobrecojimiento secundarias supuestas. Dientes en el bloque que cabalga.
	Foliación S3		Fallas normales
	Clivaje de fractura S4		Contactos tectónicos
	Lineación de intersección L3		Poblados y asentamientos menores
	Lineación mineral en el plano S2		
	Ejes de pliegues F2		
	Ejes de pliegues F3		

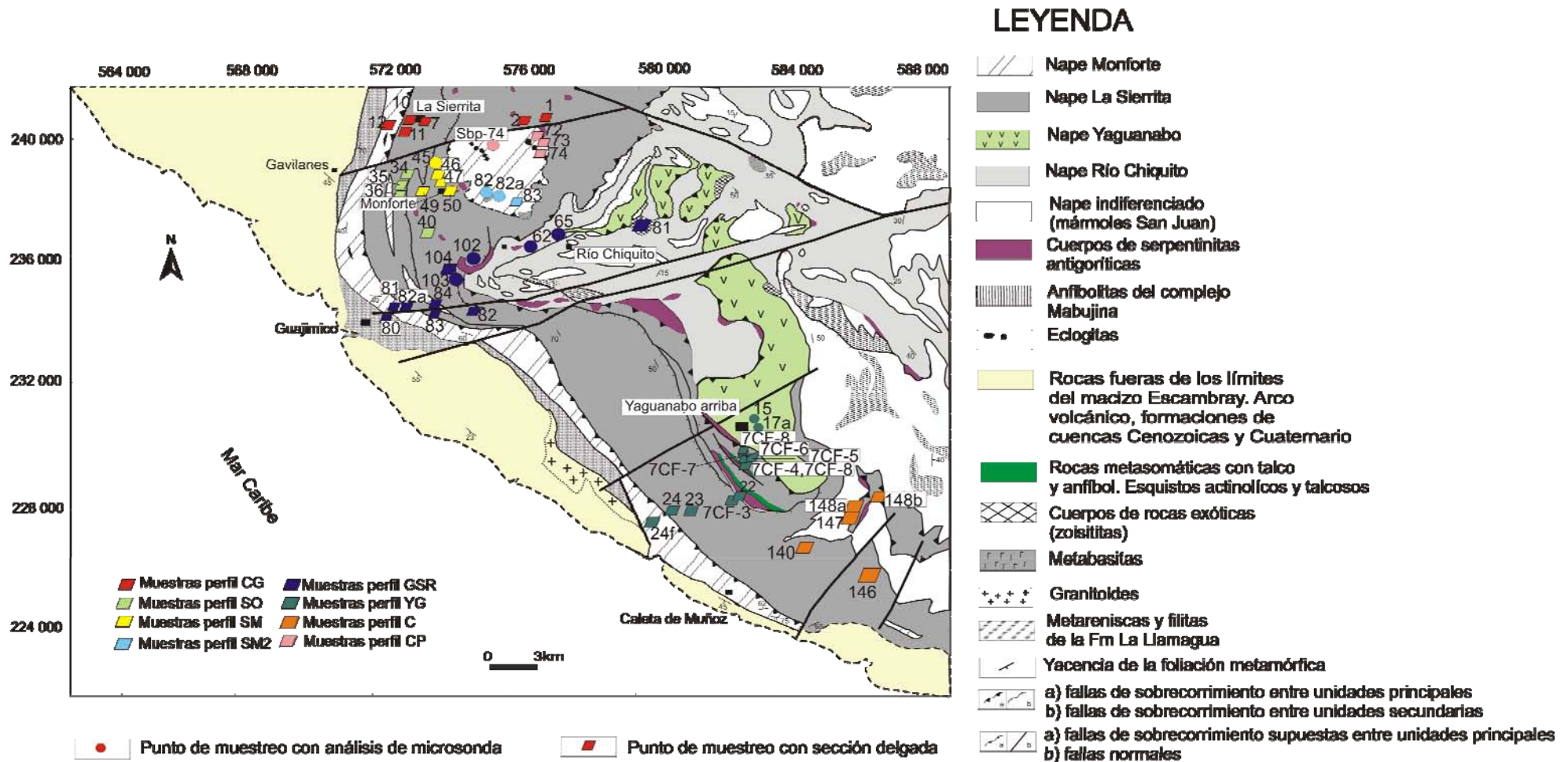
Anexo 11. Representación esquemática del comportamiento de los elementos planares en el área.

Confeccionado a partir de datos estructurales en los diferentes dominios, para las unidades de las GSFU.



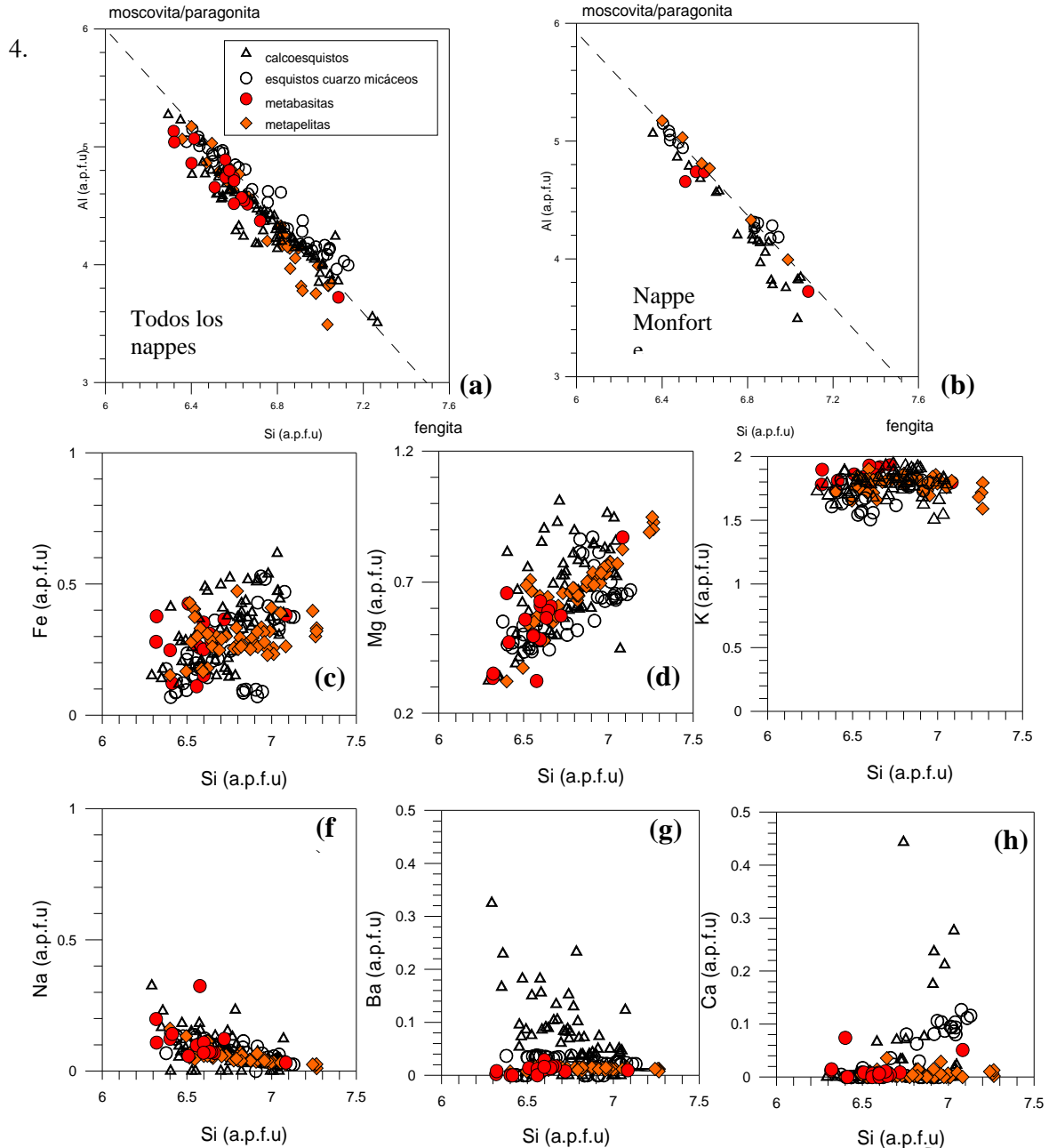
Anexo 12. Mapa de ubicación geográfica de las muestras estudiadas.

Se han representado las muestras que poseen sección delgada (estudios petrográficos) y las que cuentan con análisis de microsonda electrónica (EPMA). Mapa base a partir de los trabajos de Millán, G y Álvarez Sánchez, 1992, Mapa geológico de Cuba a escala 1: 100 000 (colectivo de autores) y datos del autor.



Anexo 14. Diagramas binarios de base catiónica para las micas blancas.

Variabilidad composicional de las micas en calcoesquistos, metabasitas, esquistos cuarzo micáceos y metapelitas. a) Variabilidad composicional de las micas tanto en el nappe Monforte como en los nappes de las GSFU. Todas las micas son fengitas. La línea discontinua se ha representado para ilustrar la tendencia lineal de la sustitución tshermark. b) Variabilidad composicional de las micas en el nappe Monforte. Todas las micas son fengitas. c-h) Diagramas binarios del espectro composicional de las micas en todos los tipos de rocas y nappes de las relaciones Si vs Fe, Si vs Mg, Si vs K, Si vs Na, Si vs Ba y Si vs Ca, respectivamente.



$X_2 Y_{4-6} Z_8 O_{20} (OH, F)_4$ donde las posiciones catiónicas se corresponden con:

X: K, Na, Ca y además Ba, Rb y Cs (en posiciones de coordinación 12 interlaminares)

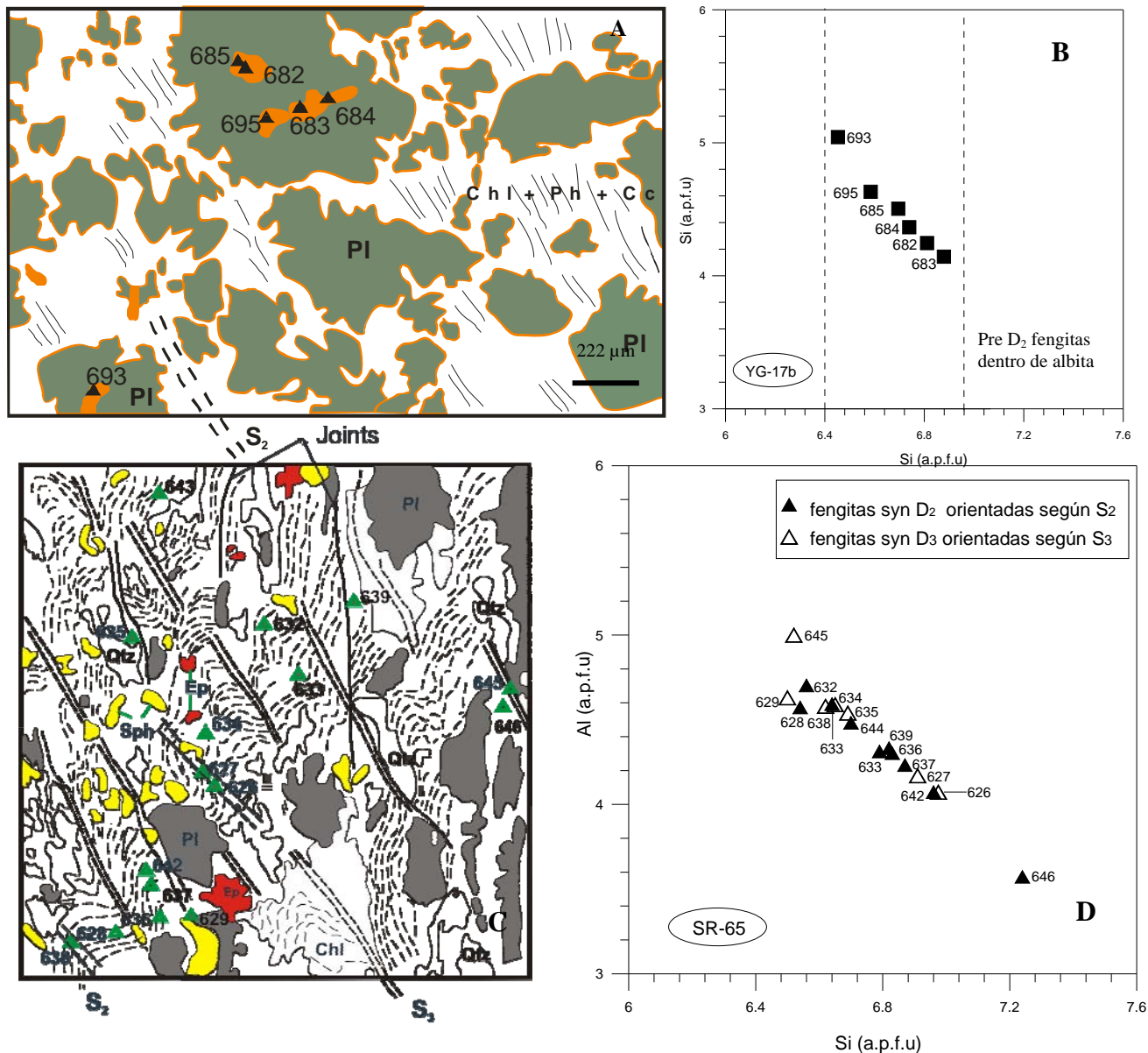
Y: Al, Mg, Fe y además Mn, Cr, Ti, Li (en posiciones de coordinación 6 octaédricas, VI)

Z: Si y Al (en posiciones de coordinación 4 tetraédricas, IV)

Fórmula
estructural

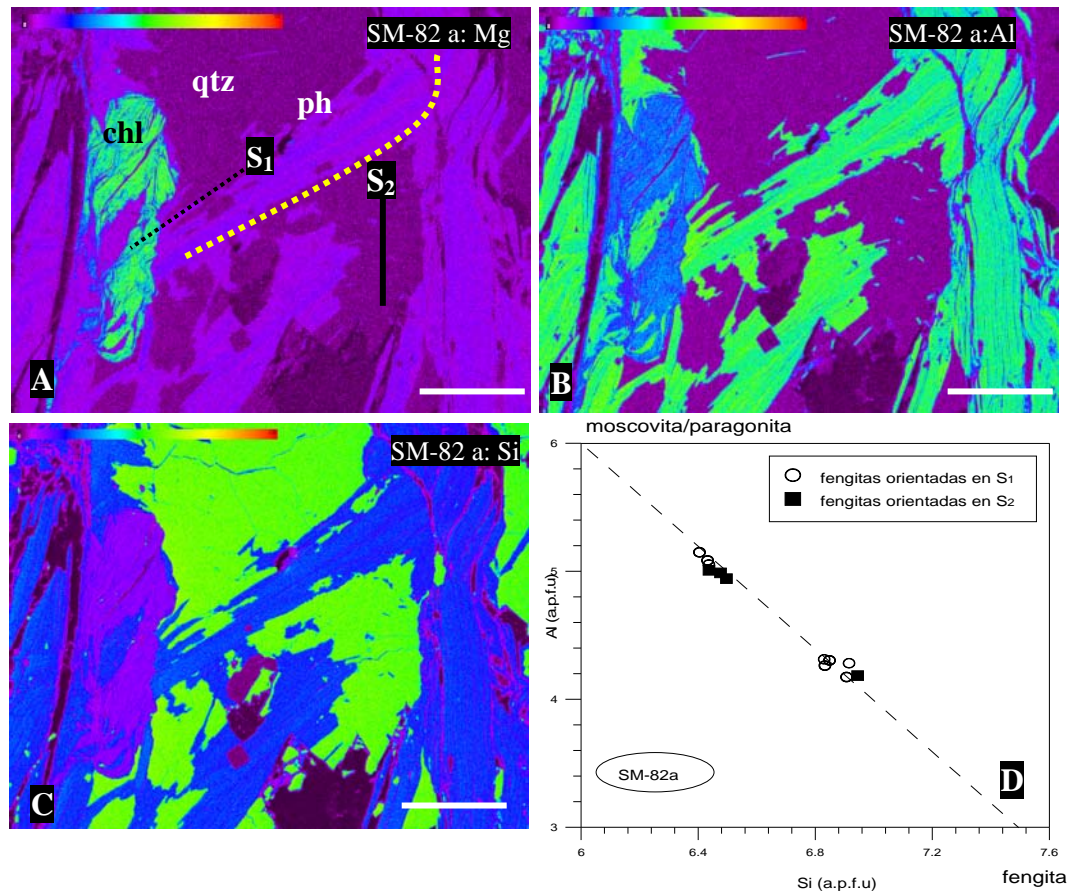
Anexo 15. Dibujo a partir de la imagen de rayos X de la banda de Na, de las muestras YG-17b y SR-65.

Se han representado los puntos de análisis de micas en triángulos. Note que los cristales de fengitas dentro de albita son de mayor tamaño que los de la matriz y no están orientados. A) Dibujo a partir de la imagen de rayos X de la banda de Na, de la muestra YG-17b, con la ubicación de los puntos analizados. B) Diagrama binario de relación Si vs Al de los puntos analizados. La composición química está representada en la tabla 3e C) Dibujo a partir de la imagen de rayos X de la banda de Si, de la muestra SR-65 con representación de las foliaciones S_2 y S_3 . E) Variabilidad de Si según S_2 y S_3 en los puntos analizados. Análisis representados en la tabla 4h.i.



Anexo 16 a. Imágenes de rayos X de la muestra SM-82a, nappe Monforte.

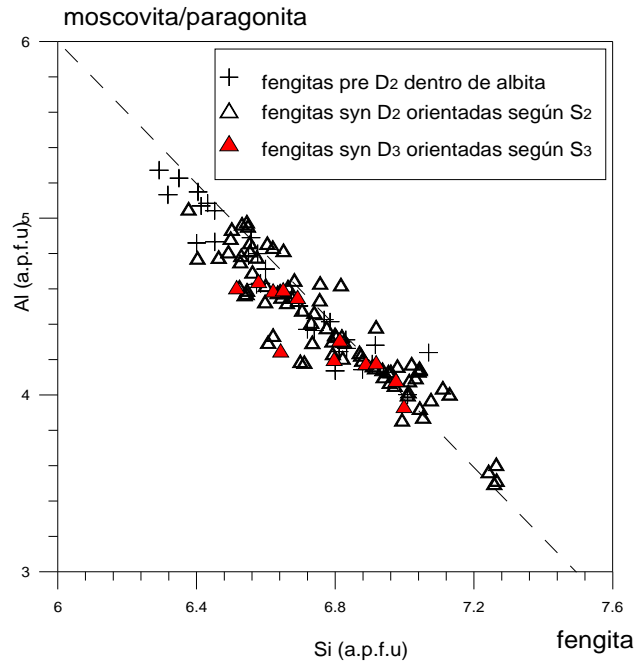
En todos los casos se puede observar que los cristales según la dirección S_1 han sido reorientados en la dirección de S_2 (representado en línea amarilla discontinua), sin que implique formación de nuevos cristales. La barra de colores indica violeta para pobres contenidos de elemento, con incrementos hacia el color, verde, amarillo y rojo. A, B y C) Bandas de Mg, Al y Si, respectivamente, donde se observan núcleos con contenidos mayores y bordes más pobres, en ambas direcciones. Diferencias marcadas por colores. d) Diagrama binario Si vs Al que muestra los contenidos de las fengitas en ambas direcciones, S_1 y S_2 . La barra de escala, en todos los casos indica 250 μm .



Anexo 16 b. Diagrama binario Si vs Al de las fengitas estudiadas.

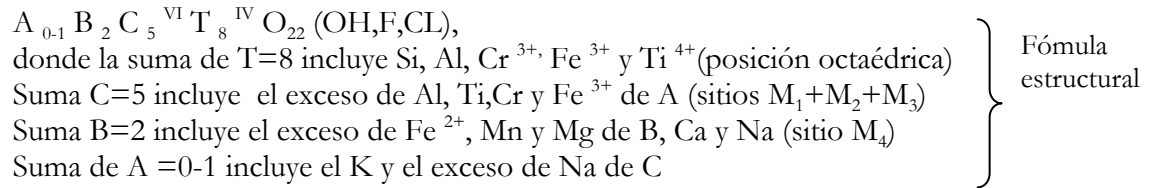
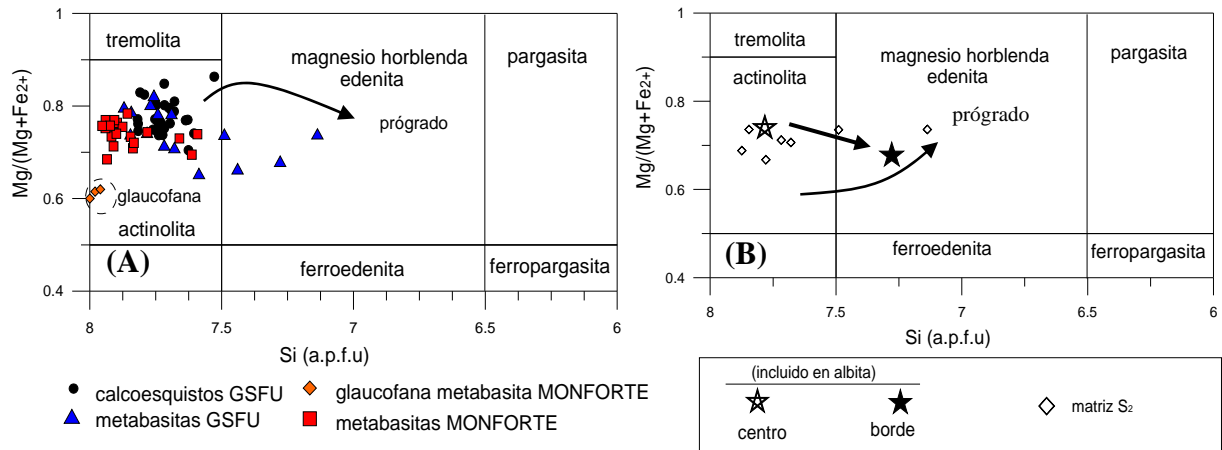
Incluye todos los tipos de rocas. Se han representado los datos de acuerdo a la posición textural de los cristales según las foliaciones S_1 (cristales dentro de albita o foliación oblicua a S_2), y las direcciones de S_2 y S_3 .

5.



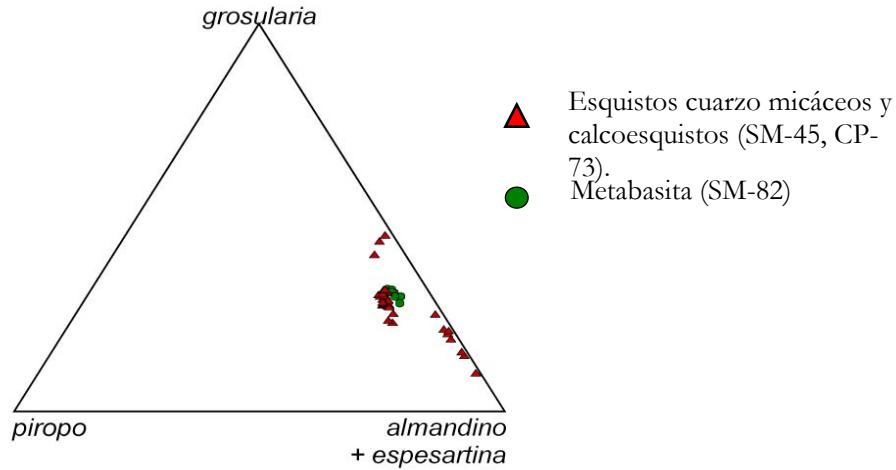
Anexo 17. Composición de los anfíboles en calcoesquistos y metabasitas en los nappes de las GSFU y Monforte.

A) La transición de actinolita a magnesio hornblenda en calcoesquistos de las GSFU es prógrada. La composición de actinolita de la metabasita de Monforte corresponde a un proceso retrógrado. B) Composición de anfíboles en la muestra SR-62 del nappe Río Chiquito (GSFU). Dentro de albita hay anfíboles con centros de actinolita y bordes de Mg-hornblenda lo que indica un metamorfismo prógrado.



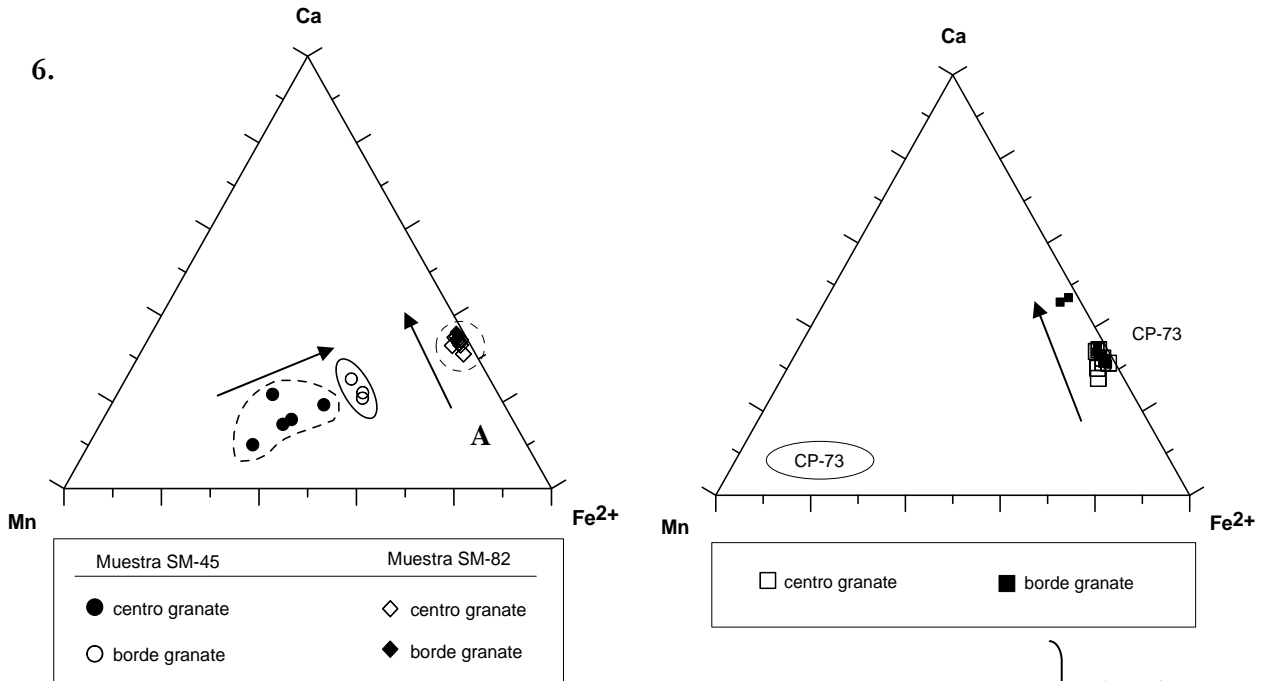
Anexo 18 a. Diagrama ternario que muestra la composición de los granates en las muestras estudiadas.

Según la clasificación de Coleman *et al.*, (1965). En todas las muestras la composición es básicamente almandino+espesartina (Fe+Mn) con una pequeña tendencia a incrementos en el contenido de grosularia (Ca).



Anexo 18 b. Diagramas ternarios para la clasificación de los granates de las muestras CP-73, SM-45 y SM-82.

A) Zonado normal de granate en esquisto cuarzo micáceo (SM-45) con contenidos de Mn ricos en el centro y más pobres en los bordes. Hay incrementos del contenido de Fe hacia los bordes. La muestra SM-82 no presenta variaciones en los contenidos de centro a borde. B) Pequeñas variaciones en el contenido de Ca de centro a borde en la muestra CP-73. El Fe se mantiene constante. Las flechas indican dirección hacia los bordes.



$X_3Y_2Z_3O_{12}$, donde:

X=8 y comprende cationes divalentes Ca^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} y Mg^{2+}

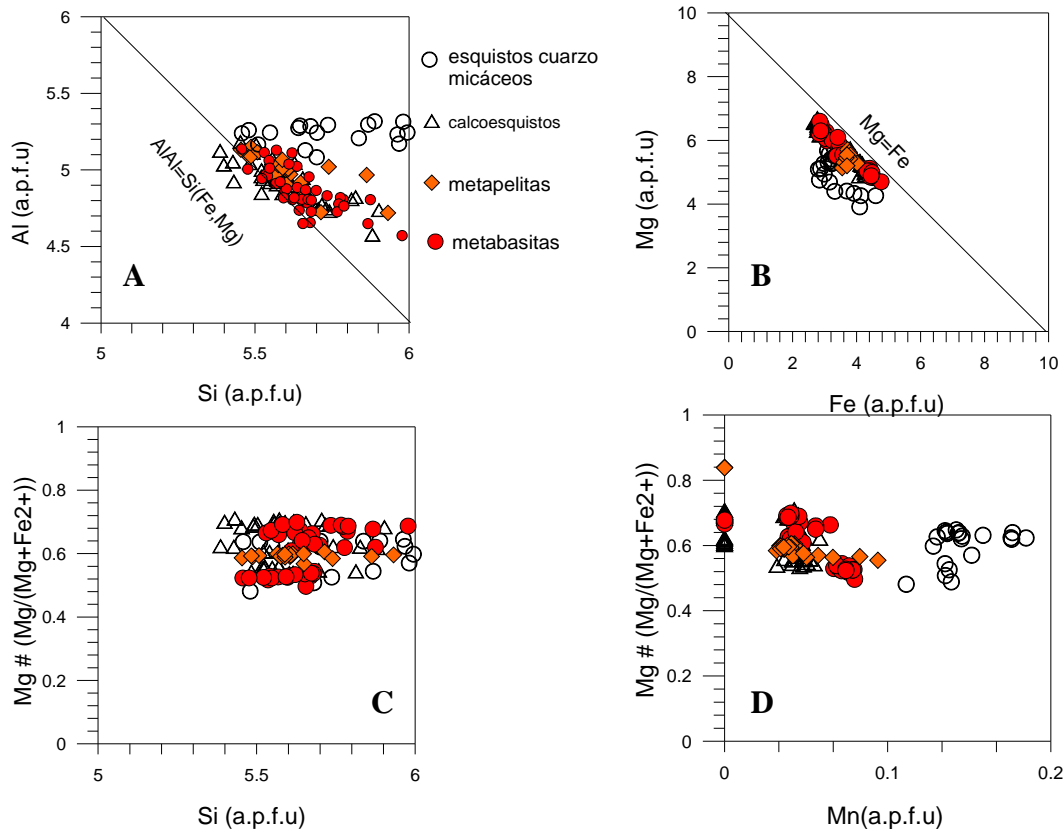
Y=6 ocupa una posición octaédrica y comprende cationes trivalentes Al^{3+} , Fe^{3+} y Al^{3+}

Z=3 y comprende solo el Si

Fórmula estructural

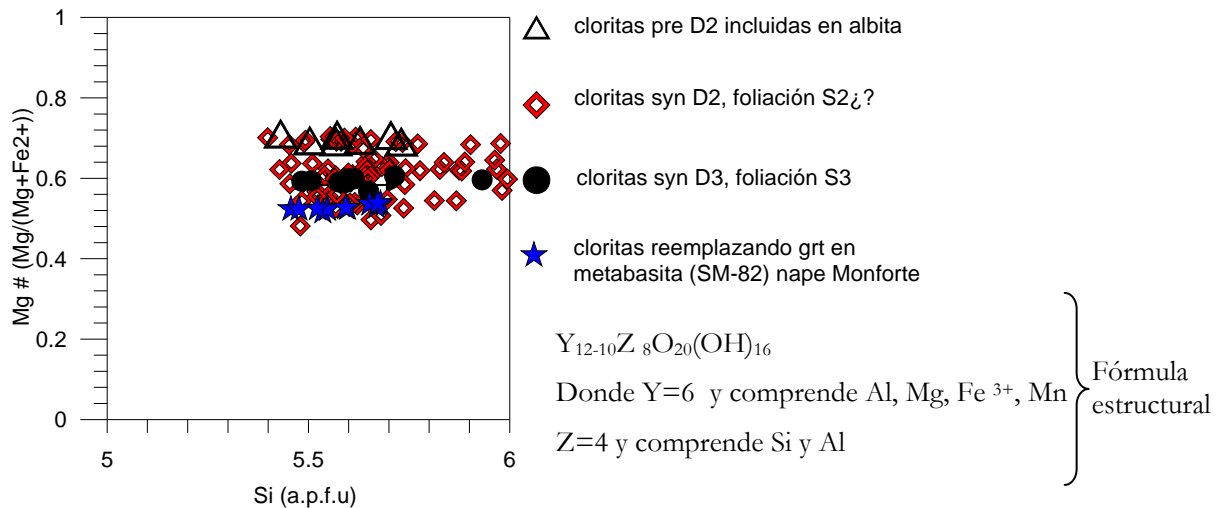
Anexo 19 a. Diagramas binarios de composición de la clorita en todas las muestras.

Incluye todas las muestras en todos los nappes. A) Si vs Al. B) Fe vs Mg #. C) Si vs Mg #. D) Mn vs Mg #.



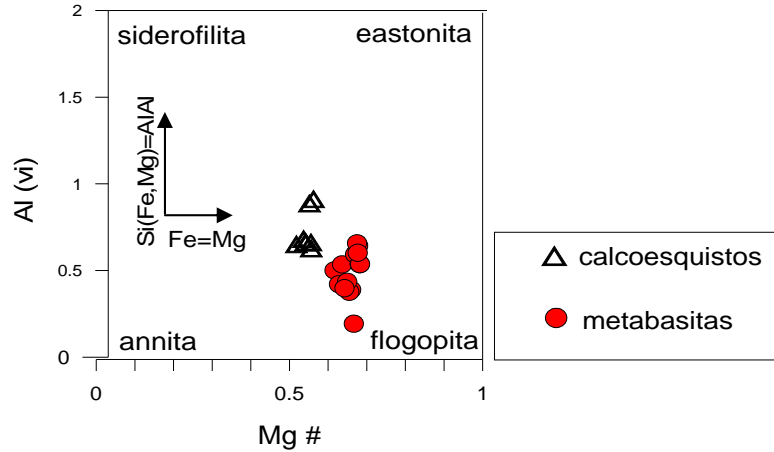
Anexo 19 b. Diagramas binarios de composición de la clorita en las muestras analizadas de todos los nappes.

A) Si vs Al. B) Fe vs Mg #. C) Si vs Mg #. D) Mn vs Mg #.



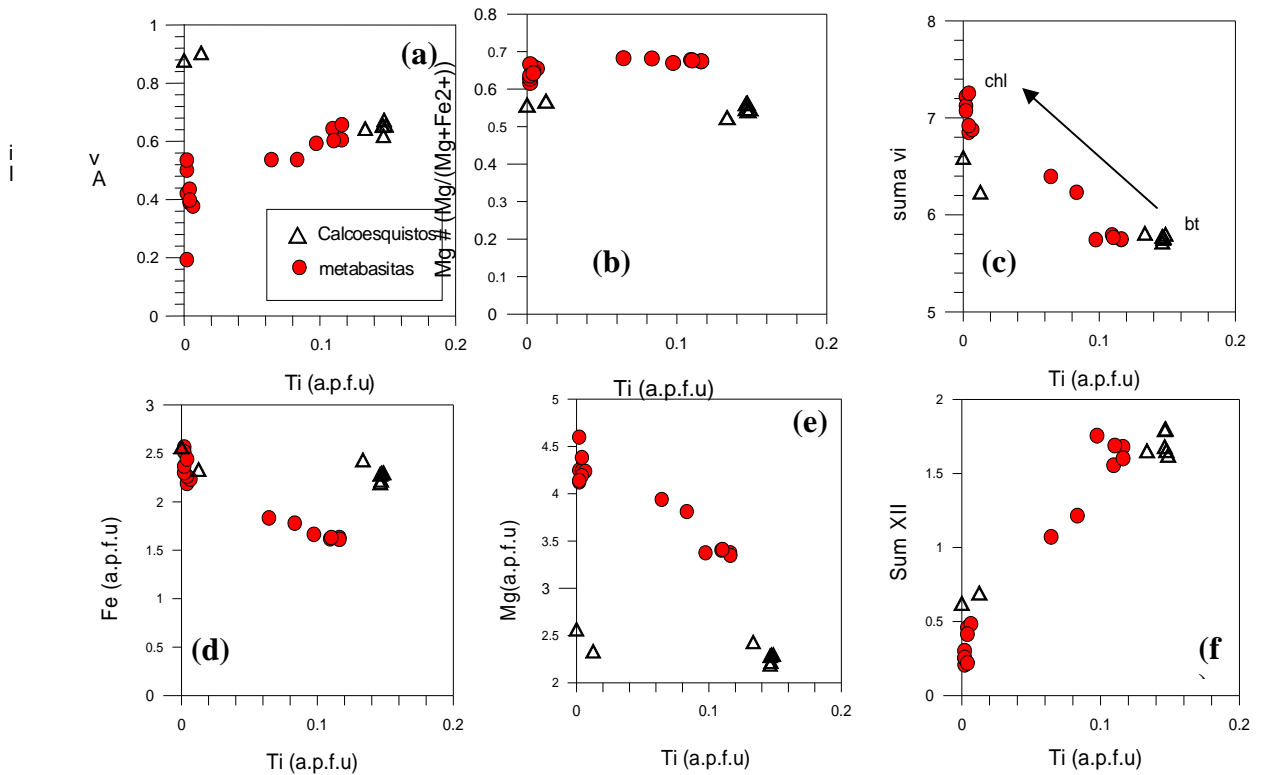
Anexo 20 a. Diagrama binario Al vi vs Mg # (=Mg/(Mg+Fe)) de composición de las biotitas.

Corresponde a los nappes de las GSFU. Este diagrama representa el plano ideal de las biotitas asignado por Guidotti (1984).



Anexo 20 b. Diagramas de variación binarios de base catiónica de las biotitas.

Se muestra el espectro composicional de las biotitas de calcoesquistos y metabasitas en los nappes de las GSFU. (a) Si vs Al vi. (b) Ti vs Mg #. (c) Ti vs Fe. (d) Ti vs Mg. (e) Ti vs sum XII. La línea representa la tendencia a clorita a medida que aumenta la suma de VI (ocupancia octaédrica) y se hace casi nulo el contenido de Ti.

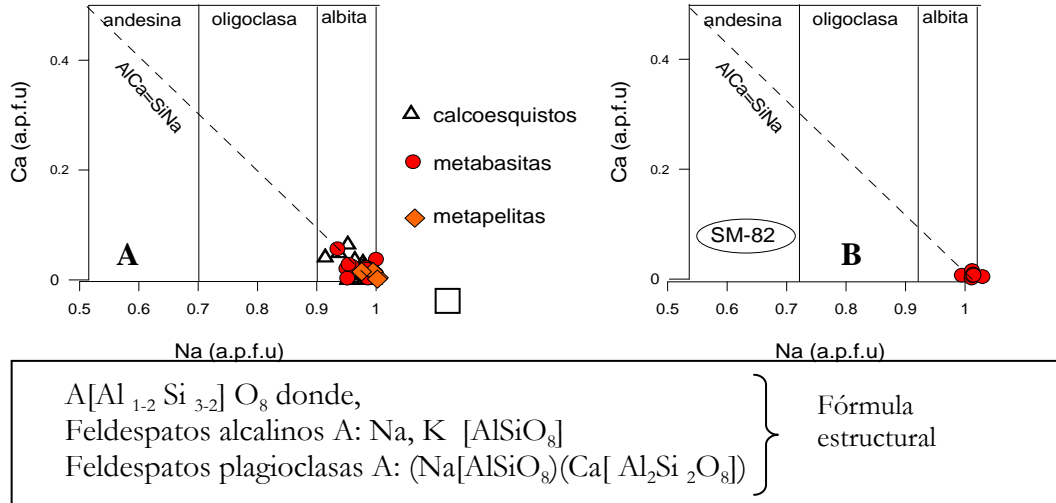


En coordinación 12 interlaminares: K, Na □
 En coordinación 6, octaédricas: Fe²⁺_{total}, Mg, Mn, Al^{vi}, Ti
 y en coordinación 4, tetraédricas: Si y Al,
 Donde □ significa vacantes octaédricas e interlaminares.

Fórmula
 estructural igual
 a las micas

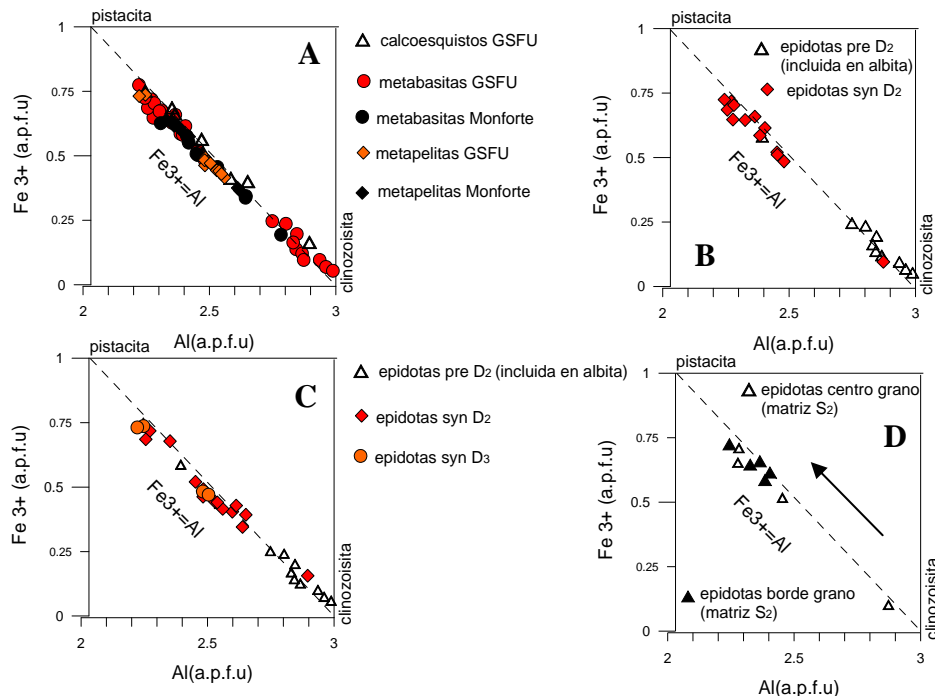
Anexo 21 a. Diagramas de base catiónica Na vs Ca para la clasificación de las plagioclasas.

A) Análisis representativos de todos los tipos de rocas y de todos los nappes. B) Composición de la plagioclasa de la muestra SM-82 (metabasita) del nappe Monforte.



Anexo 21 b. Diagrama binarios de base catiónica Al vs Fe³⁺ de las epidotas.

A) Variabilidad composicional de las epidotas en todas las rocas. B) Variabilidad composicional de las epidotas de acuerdo a su posición textural en metabasitas de las GSFU. C) variabilidad composicional de las epidotas de acuerdo a su posición textural en diferentes tipos de rocas. D) Variabilidad composicional en epidotas zonadas. La flecha indica el borde del grano.



X₂Y₃Z₃O₁₂(OH) donde:

X= 9-10 y comprende Ca, Ce, La, Y, Th, Fe²⁺, Mn²⁺, Mn³⁺

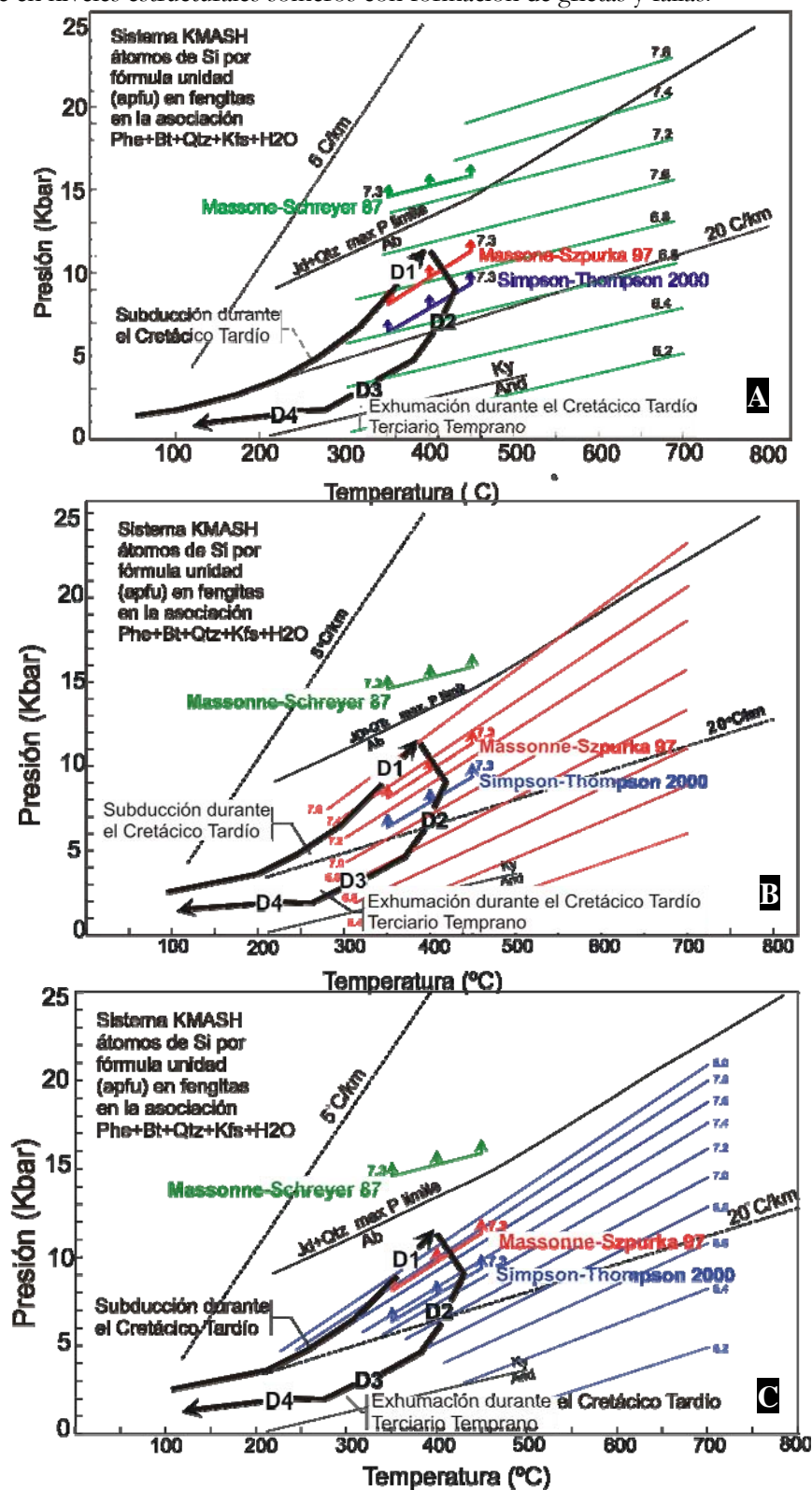
Y= 6 (posición octaédrica) y comprende Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Mn²⁺, Fe²⁺, Ti

Z=4 que comprende solo el Si en posición tetraédrica.

Fórmula estructural

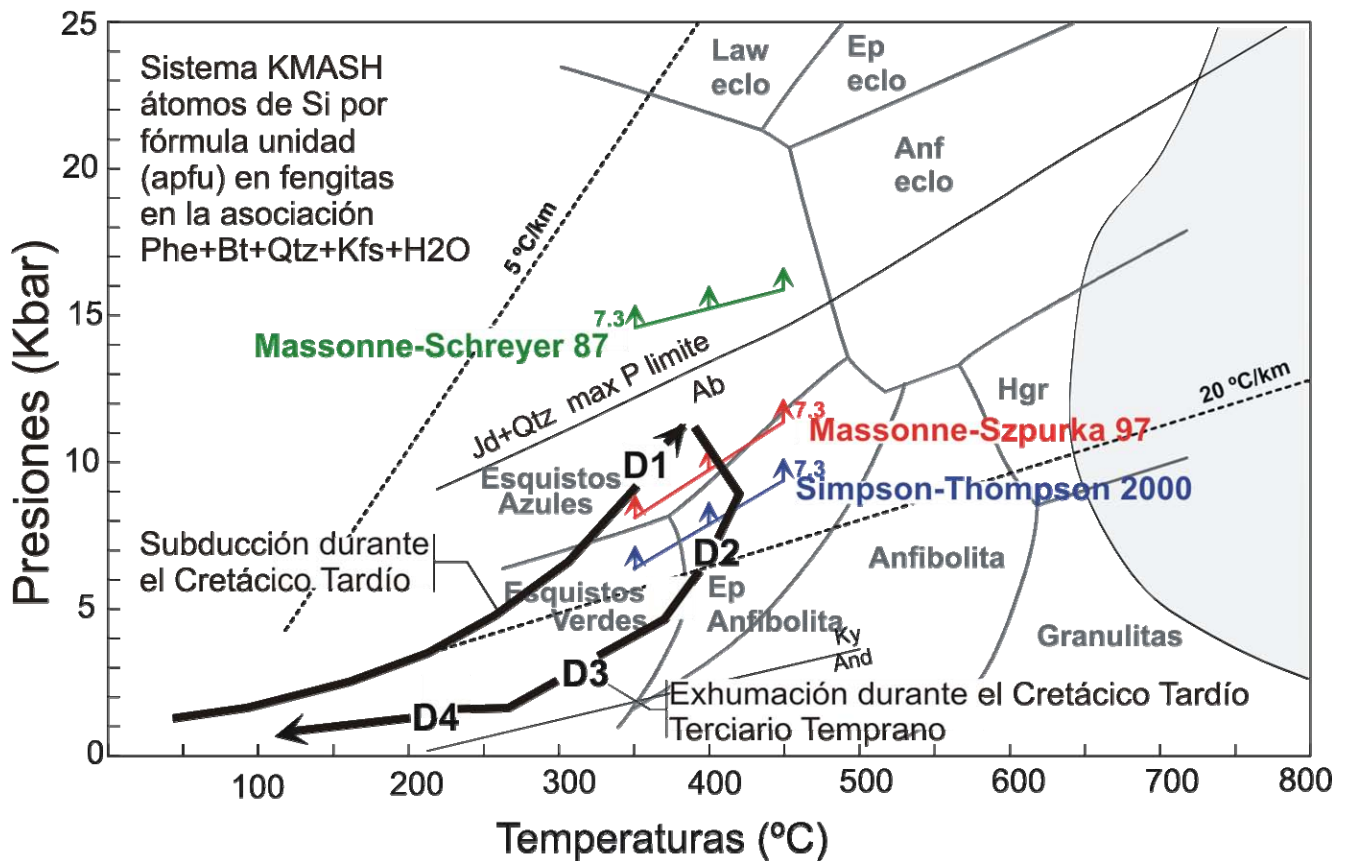
Anexo 22. Diagramas P-T con la evolución propuesta para las rocas estudiadas.

A) Trayectoria estimada y cálculo de las isopletas de silicio según Massone y Schreyer (1987). B) Massone y Szpurka (1997) y C) Simpson y Thompson (2000). En todos los casos se han representado las estimaciones según los tres barómetros utilizados. Note la trayectoria prógrada durante D₁, un tramo de calentamiento durante D₂, seguido de enfriamiento, y un tramo final de enfriamiento y exhumación durante D₃. D₄ se produce en niveles estructurales someros con formación de grietas y fallas.



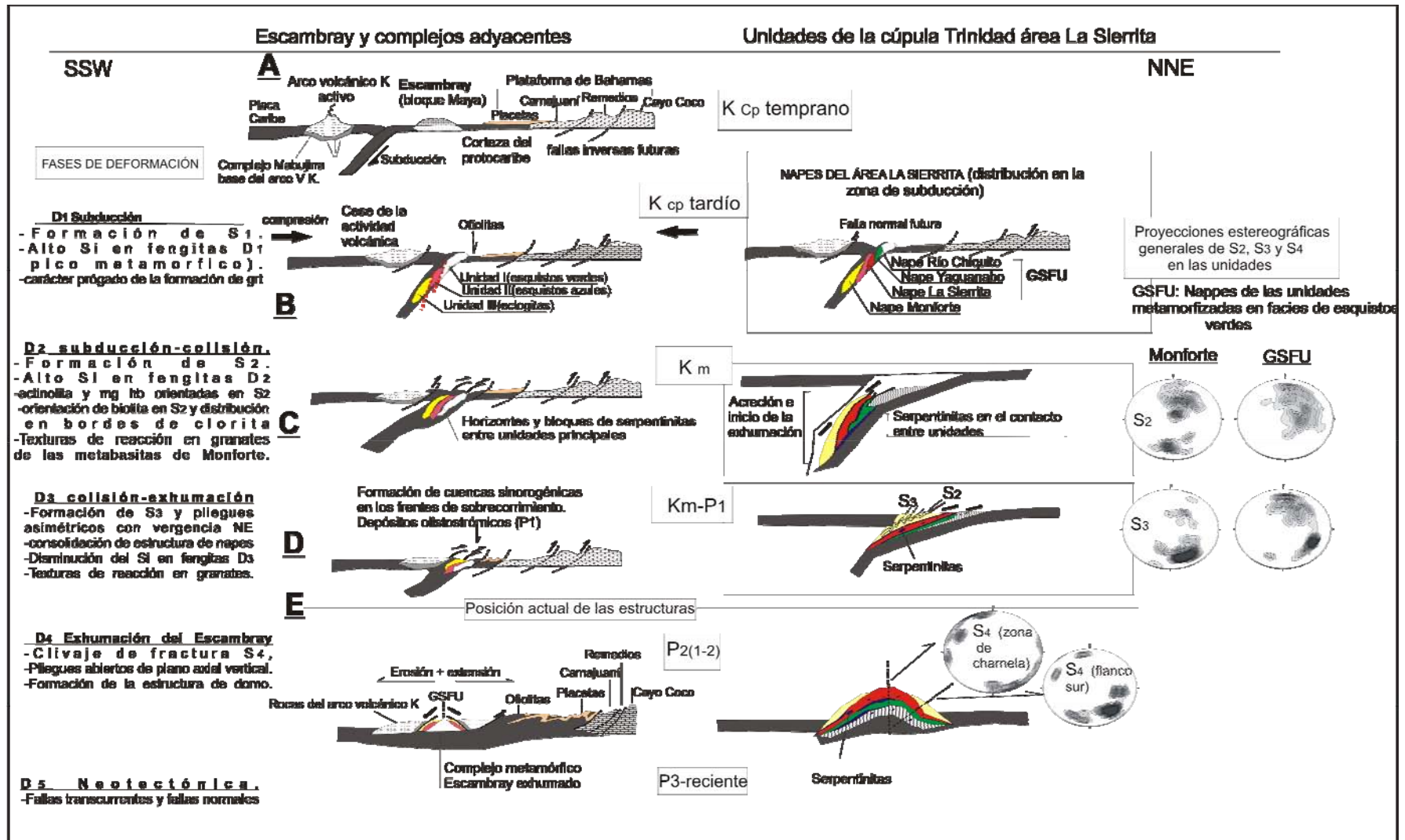
Anexo 23. Evolución P-T propuesta para las rocas estudiadas.

con indicación del esquema de Liou *et al.*, (2004). Se indica la posición del solidus hidratado de MORB de Peacock *et al.*, (1994) y las geotermas calculadas por Peacock y Wang (1999) para láminas subducentes frías del noreste de Japón y lámina subducente caliente del suroeste de Japón. Se puede observar que las rocas sufrieron un metamorfismo progrado en facies de esquistos verdes y esquistos azules durante la subducción (D_1), calentándose y retrogradándose durante la exhumación y el desarrollo de la foliación S_2 , en la parte baja de las facies de anfibolitas con epidota, y en la facies de los esquistos verdes. En D_3 continua la exhumación y el enfriamiento progresivo, mientras que D_4 se produce en niveles estructurales someros con predominio deformaciones frágiles.



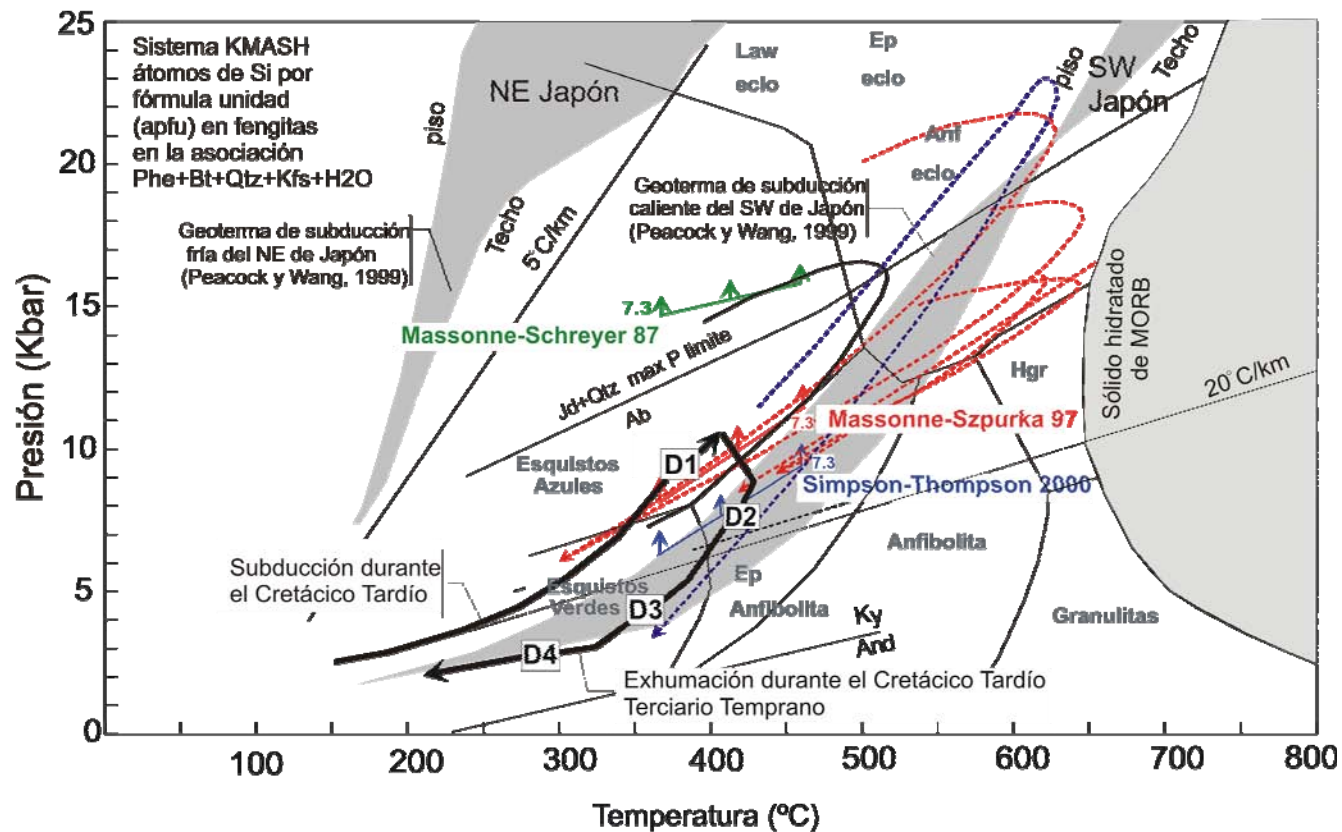
Anexo 24. Modelo evolutivo del Escambray, complejos adyacentes y unidades estudiadas.

Basado en la concepción de la pertenencia del Escambray al dominio de Caribeana (García, Casco *et al.*, 2008). A) Subducción durante el Cretácico Campaniano. B) Inserción de unidades en la zona de subducción. C) Colisión e inicio de la exhumación de las unidades, movimientos al noreste. D) Consolidación de la estructura de nappes, plegamiento y movimientos al noreste. E) Exhumación final (formación de la estructura de domo) y configuración actual del Escambray y unidades adyacentes.



Anexo 25. Evolución P-T de las rocas estudiadas en la cúpula de Trinidad, comparadas con las unidades de la cúpula Santi Spiritus y el complejo Samaná en Republica Dominicana.

Con indicación del esquema facial de Liou *et al.*, (2004), la posición del solidus hidratado de Peacock y Wang (1999) para láminas subducentes frías (NE Japón) y caliente (SW Japón) y las trayectorias para las rocas eclogíticas del domo de Santi Spiritus de Schneider *et al.* (2004) ; García Casco *et al.*, (2006) y Stanek *et al.*, (2006) en rojo. Las trayectoria para las eclogitas del complejo Samaná según Escuder-Viruet (2006) en azul. En negro la evolución P-T del naps Monforte y las unidades de las GSFU de la cúpula de Trinidad.



Anexo 27. Tablas de estimados visuales de minerales analizados en el microscopio petrográfico. Tabla 1.

No muestra	Perfil	Cc	Bt	Qtz	Ms	Chl	Ep	Grt	Pl	Amp	Ta 1	sph	Serp	Mt	Tipo de roca	Litodema	Udad tectónica
YG-15	YG					15	20		30	30		x		x	metabasita	Yaguanabo	Yaguanabo
YG-17	YG	90				x			8					x	esquisto carbonatado	Yaguanabo	Yaguanabo
YG17b	YG	10	8		8	40	x		30			x		x	calcoesquisto	Yaguanabo	La Sierrita
YG-20a	YG	98	x											x	mármol	El Tambor	La Sierrita
YG-20b	YG									40	50			10	esquisto actinolítico	El Tambor	La Sierrita
YG-20c	YG									15	70			15	esquisto actinolítico	El Tambor	La Sierrita
YG-22	YG	8	x		10	20	25		25	10		x			metabasita	El Tambor	La Sierrita
YG-23	YG	80	15	x											mármol	Los Cedros	La Sierrita
YG-24	YG	85		10										x	mármol	Los Cedros	La Sierrita
YG-24c1	YG	80		5	5									x	mármol	Los Cedros	La Sierrita
YG-24f	YG	55		30	15										esquisto carbonatado	Cobrito	Monforte
7CF4A	YG									90				10	esquisto actinolítico	El Tambor	La Sierrita
7CF4B	YG					5				90		x			esquisto actinolítico	El Tambor	La Sierrita
7CF4C	YG	25				15			20	40					esquisto actinolítico	El Tambor	La Sierrita
7CF4D	YG										30			70	serpentinita antigorítica	El Tambor	La Sierrita
7CF6A	YG						40		x					60	serpentinita antigorítica	El Tambor	La Sierrita
7CF8A	YG	40				5	15		40						esquisto carbonatado	El Tambor	La Sierrita
7CF8B	YG	10		5		20	50		15						esquisto con epidota	El Tambor	La Sierrita
7CF5	YG	40		40		20								x	esquisto CaCO ₃ clorítico	El Tambor	La Sierrita
7CF7A	YG	60		15		5			20						esquisto carbonatado	El Tambor	La Sierrita
7CF7B	YG	50		20					30						esquisto carbonatado	El Tambor	La Sierrita
7CF6B	YG						90		x					10	epidotita	El Tambor	La Sierrita
7CF6C	YG									90	10		x		esquisto actinolítico	El Tambor	La Sierrita
7CF3A	YG	60		8	30	x	x		x						esquisto carbonatado	El Tambor	La Sierrita
7CF3B	YG	55		20	20	5									esquisto carbonatado	El Tambor	La Sierrita

* contenidos ≤ 5 %. Q-M: Cuarzo micáceo. CaCO₃: carbonatado. grt: granate. . En negritas las muestras que cuentan con análisis de microsonda y SEM.

No muestra	Perfil	Cc	Bt	Qtz	Ms	Chl	Ep	Grt	Pl	Am p	Tal	sph	Ser p	M t	Tipo de roca	Litodema	Udad tectónica
CG-1	CG	90		x	x	x								x	mármol	La Sabina	La Sierrita
CG-2	CG	90		x	x	x								x	mármol	La Sabina	La Sierrita
CG-7	CG	80		x		5	x							x	mármol	La Sabina	La Sierrita
CG-7a	CG	50			8					30				x	esquisto CaCO ₃ - tremolítico	La Sabina	La Sierrita
CG-7b	CG									60	35			x	esquisto actinolítico	La Sabina	La Sierrita
CG-10	CG	50		10	25		x							15	esquisto carbonatado	La Sabina	La Sierrita
CG-11	CG	60		10	25			8						x	esquisto carbonatado	La Sabina	La Sierrita
CG-12	CG	70		10	20				x					x	esquisto carbonatado	Cobrito	Monforte
SM-45	SM				55	20	x	x	25	x				x	esq Q-M con granate	El Tambor	La Sierrita
SM-45b	SM	50		5	x	x			40					x	esq carbonatado impuro	El Tambor	La Sierrita
SM-46	SM	30		10	10	20			20			10			calcoesquisto	El Tambor	La Sierrita
SM-49	SM	55		30	10	x									mármol impuro	El Tambor	La Sierrita
SM-50	SM						5				20		70	x	antigorita	El Tambor?	La Sierrita
SM-82	SM 2				x	25	6	20	25	15		10			metabasita	Loma La Gloria	Monforte
SM-82a	SM 2			70	25	x								x	esquisto Q- micáceo	Loma La Gloria	Monforte
SM-83	SM 2	60		10	20									10	mármol	Loma La Gloria	Monforte
SM-47	SM 2	15		20	30				30			x			esquisto micáceo	El Tambor	La Sierrita
SO-34	SO	60		10	20									10	esquisto carbonatado	La Sabina	La Sierrita
SO-35	SO	80			5	5						x		x	mármol	La Sabina	La Sierrita
SO-36a1	SO	60		30	5	5									mármol	La Sabina	La Sierrita
SO-36a2	SO	70		10	x	x			10					x	protomilonita carbonatada	La Sabina	La Sierrita
SO-36a3	SO	60		10	10	5			15					x	mármol	La Sabina	La Sierrita
SO-40	SO	70			10				15					x	milonita	El Tambor	La Sierrita

Anexos textuales

carbonatada													
CP-72	CP	60	20	15	x					x	esquisto CaCO3 cuarzoso	Loma La Gloria	Monforte
CP-73	CP	x	15	15		x	30	10	20	x	calcoesquisto con grt	Loma La Gloria	Monforte
CP-74	CP		50	40						x	esquisto cuarzo-micáceo	Loma La Gloria	Monforte
Sbp-74	CP	15	x	20	50	x		10			metapelita	Loma La Gloria	Monforte
G-80	GSR		35		15	15	30	5			esquisto clorítico	Mabujina	Mabujina
G-81	GSR	60	20	15						x	esquisto carbonatado	Loma La Gloria	Monforte
G-83	GSR	55	30	10	5					x	metapsamita carbonatada	La Sabina	Monforte
G-82a	GSR	55	15	15	x					x	esquisto cuarzo micáceo	Cobrito	Monforte
G-84	GSR	60	x	30						x	mármol	La Sabina	La Sierrita
G-85	GSR	65	10	20	6					x	esquisto carbonatado	El Tambor	La Sierrita
G-101	GSR	60	20	20							esquisto carbonatado	El Tambor	La Sierrita
G-102	GSR	15		x	20	15	30	20	x		calcoesquisto	Los Cedros	La Sierrita
G-103	GSR	15	15	10	15	20	5	15			calcoesquisto	El Tambor	La Sierrita
G-104	GSR	95		5							caliza recristalizada	El Tambor	Río Chiquito
SR-62	GSR			10	10	10	20	40			metabasita	El Tambor	Río Chiquito
SR-65	GSR	x		40	15	x	20	20	x	x	metapelita	El Tambor	Río Chiquito
SR-65b	GSR				10	35	10	50		x	metabasita	El Tambor	Río Chiquito
SR-81	GSR			x		40	10	40			metavulcanita ?	????	Río Chiquito
C-140	C	80	15	x							esquisto carbonatado	El Tambor	La Sierrita
C-146	C		90	10							cuarcita milonítica	Los Cedros	La Sierrita
C-147	C						5		95		milonita antigorítica	Los Cedros?	La Sierrita
C-148	C	60	30		10						esquisto carbonatado	La Sabina	La Sierrita
C-148a	C	60	30	x			8				mármol	La Sabina	La Sierrita
C-148b	C		x		30		30	30	7		metavulcanita?	La Sabina	La Sierrita

Anexo 28. Tabla de muestras analizadas en la microsonda electrónica

Tabla 2. Muestras con análisis químico de microsonda electrónica

Muestras	Tipo de roca	Nappe
CP-73	Calcoesquisto	Monforte
Sbp-74	Esquistos QM con calcita (metapelita cálcarea)	Monforte
SM-82 a	Esquisto QM *	Monforte
SM-82	Anfibolita granatífera (metabasita)	Monforte
G-102	Calcoesquisto	La Sierrita
G-103	Calcoesquisto	La Sierrita
SM-45	Esquisto QM granatífero	La Sierrita
YG-22	Esquisto metavulcanógeno	La Sierrita
YG-15	Esquisto metavulcanógeno	Yaguanabo
YG-17b	Calcoesquisto	Yaguanabo
YG-22	Esquisto metavulcanógeno	Yaguanabo
SR-62	Esquisto metavulcanógeno	R. Chiquito
SR-65	Calcoesquisto	R. Chiquito

*QM: cuarzo micáceo.

Anexo 29. Tablas de fases de deformación por nappes.

Tabla 3. Fases de deformación por nappes en el área La Sierrita.

FASE DE DEFORMACIÓN	MONFORTE	LA SIERRITA	YAGUANABO	RÍO CHIQUITO
D₁ (Subducción)	Foliación S ₁ relíctica. Conservada en budinas de esquistos. Orientación de micas en los planos S ₁ .	Foliación S ₁ relíctica en antiguos pliegues isoclinales. Pliegues F ₁ similares, en calizas. S ₁ definida por inclusiones orientadas de micas y opacos, dentro de porfiroblastos de albita.	Foliación S ₁ relíctica. Definida por micas orientadas dentro de porfiroblastos de albita. Micas relícticas desorientadas, dentro de porfiroblastos de albita.	Foliación S ₁ relíctica ahorcada en la foliación principal S ₂ . Conservada como inclusiones orientadas de micas y anfíboles, dentro de porfiroblastos de albita y epidota.
D₂ (Subducción-colisión)	Foliación S ₂ muy penetrativa, plegada. Orientación de micas, calcita y cuarzo en los planos de S ₂ .	Foliación S ₂ muy penetrativa en todas las rocas, con buzamiento de S ₂ hacia el suroeste, a ángulos muy abruptos. Orientación de micas, actinolita, clorita, biotita, epidota, cuarzo, albita, calcita y titanita, en los planos S ₂ . Pliegues F ₂ escasos, de tipo isoclinales y sinusoidales. Zonas de cizalla paralelas a S ₂ . Desarrollo de porfiroclastos rotados, estructuras σ , clivaje sigmoidal milonítico.	Foliación S ₂ muy penetrativa. Buzamiento de S ₂ hacia el suroeste, con ángulos abruptos. Orientación de micas, albita, actinolita, biotita, clorita, calcita, epidota y titanita en los planos de S ₂ . Zonas de cizalla paralelas a S ₂ . Horizontes de serpentinitas paralelos a S ₂ .	Foliación S ₂ muy penetrativa con buzamiento hacia el suroeste y ángulos muy suaves. Orientación de micas, albita, actinolita, calcita, biotita, magnesio hornblenda, clorita, epidota y titanita en los planos de S ₂ .

Tabla 3 (continuación). Fases de deformación por nappes en el área La Sierrita.

D ₃ (colision-exhumación)	Foliación S ₃ muy penetrativa, planar axial de S ₂ , reorientación de actinolita, clorita, epidota y albita según S ₃ .	Foliación S ₃ muy penetrativa, plegada. Grietas de cizalla y cizalla conjugada con $\sigma_1 = 51^\circ - 98^\circ$ relacionado con movimientos al noreste. Disminución del Si en fengitas. Texturas de reacción en granates.	Foliación S ₃ muy penetrativa, plegada. Micropliegues F ₃ , asimétricos tipo Z, con vergencia noreste. Lineaciones minerales de actinolita con hundimientos al sureste. Grietas de cizalla conjugada con orientación de $\sigma_1 = 020^\circ$. Desarrollo de micropliegues tipo M que definen un pliegue regional volcado al noreste, relacionado al movimiento de los nappes. Disminución de los contenidos de Si en fengitas.	Foliación S ₃ muy penetrativa, con buzamiento suroeste, al igual que S ₂ . Reorientación de actinolita, micas, albita en la dirección de S ₃ . Grietas de cizalla con orientación de $\sigma_1 = 003^\circ$. Disminución de los contenidos de Si en fengitas.
Escamas de calcita en fallas inversas que indican movimiento al noreste.	Cabalgamientos de bajo ángulo, Lineaciones de intersección L ₃ y ejes de pliegues F ₃ con hundimientos hacia el noroeste-sureste. Grietas de cizalla conjugada con orientación de $\sigma_1 = 003^\circ - 098^\circ$. Pliegues asimétricos con vergencia noreste. Estructuras σ rotadas. Consolidación de la estructura nappe escamada (vergenza norte y noreste).			

Tabla 3 (continuación). Fases de deformación por nappes en el área La Sierrita.

D ₄ (exhumación)	Clivaje de fractura S ₄ muy abrupto.	Clivaje de fractura S ₄ muy abrupto en la zona norte, y más suave hacia la zona centro-sur. Pliegues abiertos de plano axial vertical y grietas en escalón en la zona de charnela.. Escamas de calcita en planos de falla, que indican movimiento al sureste. Cambio de movimientos tectónicos de orientación noreste a sureste.	Clivaje de fractura S ₄ con buzamiento noroeste. Grietas de cizalla conjugada con orientación de $\sigma_1=118^\circ$, con dirección sureste.
D ₄ (Neotectónica)	Fallas truncurrentes diestras en todos los nappes, con dirección de movimiento sureste-noroeste, coincidiendo con la orientación de los desplazamientos al sureste. Se sugiere que las fallas truncurrentes mapeadas son fracturas de Riedel antitéticas, secundarias, subordinados a la zona de falla La Trocha. Fallas normales más abundantes hacia el borde de la cúpula.		

Anexo 30. Tablas de resultados de análisis químico de micas

Tabla 4a. Análisis representativos de micas (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH).

Fase:		MICAS													
Tipo de roca:		esquistos cuarzo micáceos													
Muestra:		SM-45										SM-82 a			
Textura:		matriz S ₂										mz S ₁	mz S ₁	mz S ₁	mz S ₂
Nappe:		La Sierrita										Monforte			
SiO ₂	50.17	47.98	51.96	48.82	49.42	48.11	48.54	48.69	52.65	52.69	51.85	48.99	50.46	47.35	
TiO ₂	0.08	0.12	0.10	0.10	0.07	0.08	0.08	0.10	0.15	0.15	0.27	0.00	0.00	0.35	
Al ₂ O ₃	28.53	30.14	25.92	30.19	31.67	30.99	31.27	30.33	25.04	25.34	27.45	33.42	27.03	30.94	
FeO _{total}	2.17	1.54	2.88	1.27	1.35	1.34	1.26	1.43	3.31	3.32	0.78	0.63	0.84	1.06	
MnO	0.06	0.08	0.17	0.04	0.03	0.06	0.08	0.04	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	2.70	2.44	3.17	2.39	2.21	2.22	2.22	2.37	3.32	3.25	4.40	2.37	4.04	2.32	
CaO	0.01	0.01	0.64	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.80	0.77	0.00	0.00	0.20	0.00	
BaO	0.70	0.70	0.40	0.63	0.68	0.67	0.65	0.66	0.40	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	0.30	0.32	0.12	0.43	0.50	0.53	0.53	0.47	0.09	0.09	0.44	0.57	0.34	0.50	
K ₂ O	9.41	9.49	6.54	9.01	9.23	8.90	8.55	8.70	5.99	6.12	10.48	10.37	10.27	9.55	
H ₂ O*	4.45	4.39	4.42	4.42	4.53	4.42	4.45	4.42	4.43	4.44	4.55	4.59	4.43	4.38	
Total	98.60	97.22	96.34	97.30	99.69	97.32	97.64	97.23	96.22	96.62	100.21	100.94	97.61	96.46	
Si	6.76	6.55	7.04	6.62	6.55	6.53	6.55	6.60	7.13	7.11	6.83	6.40	6.83	6.48	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.04	
Al	4.53	4.85	4.14	4.83	4.95	4.96	4.97	4.85	4.00	4.03	4.26	5.15	4.31	4.99	
Fe ₂₊	0.24	0.18	0.33	0.14	0.15	0.15	0.14	0.16	0.37	0.37	0.09	0.07	0.09	0.12	
Mn	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.54	0.50	0.64	0.48	0.44	0.45	0.45	0.48	0.67	0.65	0.86	0.46	0.82	0.47	
Ca	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.11	0.00	0.00	0.03	0.00	
Ba	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.08	0.09	0.03	0.11	0.13	0.14	0.14	0.12	0.02	0.02	0.11	0.14	0.09	0.13	
K	1.62	1.65	1.13	1.56	1.56	1.54	1.47	1.50	1.03	1.05	1.76	1.73	1.77	1.67	
Mg #	0.69	0.74	0.66	0.77	0.74	0.75	0.76	0.75	0.64	0.64	0.91	0.87	0.90	0.80	

* calculada por estequiometría, mz: matriz

Tabla 4b. Análisis representativos de micas (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH).

Fase:				MICAS														
Tipo de roca:				metabasitas														
Muestra:				YG-15				SR-62				YG-22				SM-82		
Textura:				Incl alb	incl alb	incl alb	incl alb	Incl alb	sinc S ₂	-----	incl alb	-----	matriz	---bde	grt	---incl	grt	---matriz
Nappe:				Yaguanabo				Río Chiquito				La Sierrita				Monforte		
SiO ₂	47.96	48.94	48.51	47.98	48.13	47.75	47.06	48.82	46.68	45.82	52.07	47.62	48.41	49.38				
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05	0.07	0.10	0.08	0.23	0.22	0.07	0.17	0.10	0.13				
Al ₂ O ₃	32.17	30.97	29.39	27.59	27.93	27.91	27.34	30.23	32.18	31.01	23.22	28.91	29.68	30.08				
FeO _{total}	1.09	0.98	1.33	2.35	2.43	2.68	3.01	2.28	2.47	3.27	3.36	3.72	2.34	2.24				
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01				
MgO	2.36	2.48	3.01	2.94	2.87	2.72	3.00	1.61	1.66	1.71	4.29	2.74	2.47	2.42				
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.07	0.04	0.04	0.08	0.10	0.35	0.06	0.04	0.06				
BaO	0.00	0.00	0.54	0.31	0.30	0.25	0.29	0.15	0.04	0.15	0.18	0.26	0.22	0.21				
Na ₂ O	0.54	0.38	0.41	0.26	0.27	0.27	0.26	1.24	0.75	0.40	0.12	0.22	0.38	0.38				
K ₂ O	10.62	10.50	10.25	10.83	10.84	10.47	10.79	10.15	10.31	10.78	10.35	10.67	10.64	10.22				
H ₂ O*	4.48	4.48	4.41	4.32	4.34	4.32	4.28	4.45	4.43	4.35	4.41	4.39	4.43	4.49				
Total	99.23	98.71	97.84	96.67	97.22	96.50	96.22	99.08	98.84	97.80	98.47	98.74	98.74	99.61				
Si	6.41	6.56	6.60	6.66	6.64	6.63	6.60	6.58	6.32	6.32	7.08	6.51	6.56	6.60				
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01				
Al	5.07	4.89	4.71	4.51	4.54	4.57	4.52	4.80	5.13	5.04	3.72	4.66	4.74	4.74				
Fe ²⁺	0.12	0.11	0.15	0.27	0.28	0.31	0.35	0.26	0.28	0.38	0.38	0.42	0.27	0.25				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00				
Mg	0.47	0.49	0.61	0.61	0.59	0.56	0.63	0.32	0.33	0.35	0.87	0.56	0.50	0.48				
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01				
Ba	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01				
Na	0.14	0.10	0.11	0.07	0.07	0.07	0.07	0.32	0.20	0.11	0.03	0.06	0.10	0.10				
K	1.81	1.79	1.78	1.92	1.91	1.86	1.93	1.75	1.78	1.90	1.80	1.86	1.84	1.74				
Mg #	0.79	0.82	0.80	0.910	0.870	0.896	0.796	0.56	0.54	0.48	0.70	0.57	0.65	0.66				

* calculada por estequiometría

Tabla 4c. Análisis representativos de micas (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH).

Fase:	MICA														
Tipo de roca:	calcoesquisto														
Muestra:	CP-73														
Textura:	matriz	matriz	matriz	---mz	--matriz	matriz	---mz	ady Grt--	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
Nappe:	Monforte														
SiO ₂	50.02	47.32	50.87	49.87	50.02	49.08	51.60	51.28	51.43	46.34	50.12	48.71	50.10	51.13	48.80
TiO ₂	0.17	0.72	0.10	0.10	0.07	0.05	0.07	0.05	0.05	0.75	0.18	0.08	0.17	0.10	0.47
Al ₂ O ₃	26.43	30.17	23.85	24.47	25.60	22.75	23.77	23.66	23.79	31.33	25.05	25.72	26.17	21.54	28.40
FeO _{total}	2.87	1.79	4.48	4.49	3.24	4.39	4.14	4.12	3.87	1.53	3.41	4.52	3.74	5.36	2.05
MnO	0.03	0.00	0.05	0.06	0.05	0.09	0.04	0.03	0.03	0.00	0.03	0.06	0.06	0.05	0.00
MgO	2.94	2.02	4.18	3.76	3.33	4.01	3.60	3.58	3.53	1.66	3.45	2.90	3.02	4.61	2.52
CaO	0.04	0.06	1.20	0.52	0.04	1.57	0.13	0.10	0.15	0.03	0.01	0.48	0.10	1.87	0.01
BaO	0.58	0.75	0.45	0.52	0.42	0.30	0.31	0.30	0.83	0.50	0.66	0.59	0.49	0.54	
Na ₂ O	0.27	0.69	0.19	0.15	0.13	0.27	0.16	0.16	0.18	0.86	0.12	0.13	0.15	0.19	0.39
K ₂ O	10.64	9.87	9.78	10.14	10.90	9.11	10.52	10.55	10.28	9.77	11.05	10.38	10.49	8.88	10.64
H ₂ O*	4.39	4.39	4.41	4.36	4.37	4.25	4.40	4.37	4.38	4.37	4.37	4.33	4.40	4.36	4.40
Total	98.37	97.77	99.56	98.44	98.29	95.99	98.72	98.21	97.98	97.46	98.30	97.97	99.00	98.59	98.21
Si	6.83	6.47	6.91	6.86	6.86	6.92	7.04	7.03	7.05	6.36	6.88	6.75	6.82	7.03	6.65
Ti	0.02	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05
Al	4.25	4.86	3.82	3.97	4.14	3.78	3.82	3.82	3.84	5.07	4.05	4.20	4.20	3.49	4.56
Fe ²⁺	0.33	0.20	0.51	0.52	0.37	0.52	0.47	0.47	0.44	0.18	0.39	0.52	0.43	0.62	0.23
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	0.60	0.41	0.85	0.77	0.68	0.84	0.73	0.73	0.72	0.34	0.71	0.60	0.61	0.95	0.51
Ca	0.01	0.01	0.18	0.08	0.01	0.24	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.07	0.01	0.28	0.00
Ba	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03
Na	0.07	0.18	0.05	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04	0.05	0.23	0.03	0.04	0.04	0.05	0.10
K	1.85	1.72	1.70	1.78	1.91	1.64	1.83	1.85	1.80	1.71	1.94	1.84	1.82	1.56	1.85
Mg #	0.65	0.67	0.62	0.60	0.65	0.62	0.61	0.61	0.62	0.66	0.64	0.53	0.59	0.61	0.69

* calculada por estequiometría

mz ady Grt: En la matriz S₂ adyacente a granate

Tabla 4d. Análisis representativos de micas (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH).

Fase:	MICA												
Tipo de roca:	calcoesquisto												
Muestra:	CP-73						G-102						
Textura:	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	Incl alb	Incl alb	mz S ₂	mz S ₂
Nappe:	Monforte												
SiO ₂	49.29	49.57	49.95	48.54	49.40	47.58	47.09	48.62	52.32	49.85	48.96	51.32	49.55
TiO ₂	0.22	0.10	0.10	0.68	0.47	0.53	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	25.51	25.51	25.43	29.31	28.76	29.61	25.93	26.97	24.43	24.15	25.27	24.20	26.14
FeO	3.40	3.77	3.05	1.78	1.85	1.66	4.16	4.16	3.34	2.72	3.21	2.66	2.97
MnO	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.23	2.94	2.92	2.31	2.49	2.21	4.08	4.45	4.83	3.93	4.33	4.19	3.96
CaO	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.64	0.71	0.60	0.55	0.40	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.13	0.11	0.15	0.59	0.51	0.57	0.33	0.34	0.00	0.00	0.26	0.00	0.38
K ₂ O	10.77	10.91	10.91	10.46	10.54	10.43	10.04	9.75	10.62	9.33	10.06	10.03	10.04
H ₂ O*	4.33	4.34	4.34	4.42	4.44	4.37	4.27	4.40	4.49	4.27	4.32	4.37	4.37
Total	97.55	97.98	97.51	98.65	98.89	97.47	96.23	98.68	100.03	94.24	96.41	96.76	97.42
Si	6.82	6.85	6.90	6.58	6.67	6.53	6.61	6.62	6.99	7.01	6.80	7.04	6.79
Ti	0.02	0.01	0.01	0.07	0.05	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	4.16	4.15	4.14	4.68	4.57	4.79	4.29	4.33	3.85	4.00	4.14	3.91	4.22
Fe ²⁺	0.39	0.44	0.35	0.20	0.21	0.19	0.49	0.47	0.37	0.32	0.37	0.31	0.34
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.67	0.60	0.60	0.47	0.50	0.45	0.85	0.90	0.96	0.82	0.90	0.86	0.81
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.04	0.16	0.13	0.15	0.09	0.09	0.00	0.00	0.07	0.00	0.10
K	1.90	1.92	1.92	1.81	1.81	1.83	1.80	1.69	1.81	1.67	1.78	1.76	1.76
Mg #	0.63	0.58	0.63	0.70	0.71	0.70	0.64	0.68	0.66	0.72	0.72	0.71	0.70

* calculada por estequiometria

mz: matriz

Tabla 4e. Análisis representativos de micas (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH) .

Fase:						MICA									
Tipo de roca:						calcoesquisto					metapelita				
Muestra:						YG-17b					SR-65				
Textura:-----						incl en albita-----									
Nappe:						Yaguanabo					Río Chiquito				
Punto	682	683	684	685	693	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₃	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₃	mz S ₂
SiO ₂	49.20	51.02	49.80	49.10	47.98	49.74	50.87	47.75	50.49	46.66	50.77	49.50	49.46	46.81	52.88
TiO ₂	0.10	0.05	0.12	0.08	0.05	0.17	0.08	0.15	0.12	0.17	0.07	0.10	0.13	0.12	0.08
Al ₂ O ₃	27.04	26.07	26.34	28.02	31.82	26.55	26.47	28.02	27.15	27.72	25.15	26.57	27.98	28.02	22.03
FeO _{total}	3.31	3.00	3.22	2.88	1.05	2.33	2.23	2.68	2.32	3.19	2.43	2.91	2.56	3.68	3.47
MnO	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01
MgO	2.75	3.37	2.97	2.44	1.94	3.17	3.48	2.85	3.23	3.18	3.60	3.32	3.02	3.32	4.36
CaO	0.00	0.10	0.01	0.00	0.01	0.10	0.00	0.01	0.01	0.06	0.20	0.03	0.01	0.04	0.07
BaO	0.20	0.13	0.12	0.22	0.08	0.29	0.28	0.28	0.27	0.29	0.27	0.19	0.26	0.28	0.22
Na ₂ O	0.16	0.15	0.23	0.20	0.47	0.23	0.15	0.22	0.15	0.16	0.15	0.18	0.22	0.19	0.09
K ₂ O	11.20	11.14	11.13	11.17	11.01	10.26	10.66	10.28	10.48	10.19	10.31	10.30	10.54	9.91	9.62
H ₂ O*	4.38	4.45	4.38	4.40	4.46	4.37	4.44	4.32	4.44	4.27	4.38	4.37	4.42	4.31	4.38
Total	98.36	99.52	98.35	98.54	98.90	97.23	98.70	96.58	98.68	95.89	97.32	97.47	98.63	96.71	97.24
Si	6.74	6.88	6.81	6.70	6.45	6.82	6.87	6.62	6.82	6.55	6.96	6.79	6.70	6.52	7.24
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	4.36	4.14	4.25	4.50	5.04	4.29	4.22	4.58	4.32	4.58	4.06	4.30	4.47	4.60	3.56
Fe ²⁺	0.38	0.34	0.37	0.33	0.12	0.27	0.25	0.31	0.26	0.37	0.28	0.33	0.29	0.43	0.40
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.56	0.68	0.61	0.50	0.39	0.65	0.70	0.59	0.65	0.67	0.74	0.68	0.61	0.69	0.89
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Na	0.04	0.04	0.06	0.05	0.12	0.06	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03
K	1.96	1.92	1.94	1.94	1.89	1.80	1.84	1.82	1.81	1.82	1.80	1.80	1.82	1.76	1.68
Mg #	0.60	0.67	0.62	0.60	0.77	0.71	0.74	0.66	0.71	0.64	0.73	0.67	0.68	0.62	0.69

* calculada por estequiometría, mz: matriz

en negrita los puntos de análisis representados en el anexo 15 A..

Tabla 4f. Análisis representativos de micas (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH).

Fase:								MICA																	
Tipo de roca:								metapelita																	
Muestra:								SR-65																	
Textura: -----matriz S ₂ -----								mz S ₂		mz S ₃		mz S ₃		mz S ₂		mz S ₂		mz S ₂		mz S ₃		mz S ₂		mz S ₂	
Nappe:								Río Chiquito																	
SiO ₂	52.14	50.66	53.78	51.81	51.81	47.86	49.48	48.84	50.00	49.65	50.79	50.98	47.90	47.19	51.30	47.86	49.55								
TiO ₂	0.10	0.10	0.15	0.12	0.07	0.18	0.10	0.13	0.10	0.15	0.12	0.10	0.17	0.23	0.07	0.17	0.10								
Al ₂ O ₃	25.19	26.17	22.03	25.51	25.13	29.51	25.85	28.46	27.02	25.98	26.07	26.02	27.66	27.93	24.41	28.36	27.49								
FeO _{total}	2.28	2.53	2.93	2.26	2.06	2.44	2.19	2.50	2.38	4.13	2.60	2.34	2.57	3.49	3.59	2.75	2.65								
MnO	0.03	0.04	0.01	0.06	0.04	0.01	0.04	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.01	0.01								
MgO	3.88	3.43	4.61	3.75	3.85	2.65	3.30	2.84	3.33	3.28	3.50	3.65	2.64	3.23	3.75	2.79	3.25								
CaO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.07	0.04	0.03	0.01								
BaO	0.25	0.28	0.22	0.23	0.21	0.29	0.25	0.25	0.29	0.27	0.26	0.25	0.33	0.26	0.20	0.29	0.26								
Na ₂ O	0.13	0.15	0.04	0.13	0.13	0.27	0.16	0.19	0.22	0.16	0.18	0.13	0.26	0.27	0.12	0.22	0.23								
K ₂ O	10.59	10.64	10.41	10.73	10.54	10.62	10.34	10.49	10.25	10.36	10.47	10.31	10.12	9.94	10.28	10.37	10.48								
H ₂ O*	4.46	4.42	4.44	4.46	4.43	4.40	4.32	4.40	4.41	4.38	4.42	4.43	4.30	4.32	4.40	4.35	4.41								
Total	99.03	98.41	98.64	99.09	98.27	98.25	96.03	98.12	98.03	98.41	98.41	98.26	95.96	96.97	98.18	97.19	98.45								
Si	7.01	6.88	7.27	6.97	7.01	6.53	6.87	6.65	6.80	6.80	6.89	6.91	6.67	6.54	7.00	6.60	6.73								
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01								
Al	3.99	4.19	3.51	4.04	4.01	4.74	4.23	4.57	4.33	4.19	4.17	4.16	4.54	4.56	3.93	4.61	4.40								
Fe ²⁺	0.26	0.29	0.33	0.25	0.23	0.28	0.25	0.28	0.27	0.47	0.29	0.27	0.30	0.40	0.41	0.32	0.30								
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00								
Mg	0.78	0.69	0.93	0.75	0.78	0.54	0.68	0.58	0.68	0.67	0.71	0.74	0.55	0.67	0.76	0.57	0.66								
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00								
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01								
Na	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.07	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.07	0.07	0.03	0.06	0.06								
K	1.82	1.84	1.79	1.84	1.82	1.85	1.83	1.82	1.78	1.81	1.81	1.78	1.80	1.76	1.79	1.82	1.82								
Mg #	0.75	0.71	0.74	0.75	0.77	0.66	0.73	0.67	0.71	0.59	0.71	0.74	0.65	0.62	0.65	0.64	0.69								

* calculada por estequiometria

mz: matriz

Tabla 4g. Análisis representativos de micas (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH).

Fase:	MICA							
Tipo de roca:	metapelita							
Muestra:	SR-65							
Textura: mz S ₃ mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₃	mz S ₂	
Nappe:	Río Chiquito							
Punto	638	639	641	642	643	644	645	646
SiO ₂	47.75	50.49	46.66	50.77	49.50	49.46	46.81	52.88
TiO ₂	0.15	0.12	0.17	0.07	0.10	0.13	0.12	0.08
Al ₂ O ₃	28.02	27.15	27.72	25.15	26.57	27.98	28.02	22.03
FeO _{total}	2.68	2.32	3.19	2.43	2.91	2.56	3.68	3.47
MnO	0.03	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01
MgO	2.85	3.23	3.18	3.60	3.32	3.02	3.32	4.36
CaO	0.01	0.01	0.06	0.20	0.03	0.01	0.04	0.07
BaO	0.28	0.27	0.29	0.27	0.19	0.26	0.28	0.22
Na ₂ O	0.22	0.15	0.16	0.15	0.18	0.22	0.19	0.09
K ₂ O	10.28	10.48	10.19	10.31	10.30	10.54	9.91	9.62
H ₂ O*	4.32	4.44	4.27	4.38	4.37	4.42	4.31	4.38
Total	96.58	98.68	95.89	97.32	97.47	98.63	96.71	97.24
Si	6.62	6.82	6.55	6.96	6.79	6.70	6.52	7.24
Ti	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	4.58	4.32	4.58	4.06	4.30	4.47	4.60	3.56
Fe ²⁺	0.31	0.26	0.37	0.28	0.33	0.29	0.43	0.40
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.59	0.65	0.67	0.74	0.68	0.61	0.69	0.89
Ca	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01
Ba	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Na	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03
K	1.82	1.81	1.82	1.80	1.80	1.82	1.76	1.68
Mg #	0.66	0.71	0.64	0.73	0.67	0.68	0.62	0.69

* calculada por estequiometría

mz: matriz, en negrita los puntos de análisis representados en el anexo 15 B.

Tabla 4h. Análisis representativos de micas (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH).

Fase:	MICA														
Tipo de roca:	metapelita														
Muestra:	SR-65														
Textura:	mz S ₃	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₃	mz S ₃	mz S ₂	mz S ₃	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₃	mz S ₃	mz S ₂	
Nappe:	Río Chiquito														
Punto	610	622	623	625	626	627	628	629	631	632	633	634	635	636	
SiO ₂	50.34	48.78	49.33	52.61	50.38	51.47	46.81	47.73	48.69	47.96	48.56	49.05	47.60	49.74	
TiO ₂	0.18	0.08	0.12	0.10	0.10	0.08	0.20	0.15	0.05	0.18	0.18	0.15	0.13	0.17	
Al ₂ O ₃	26.96	26.70	26.58	24.34	24.96	26.34	27.68	28.51	24.49	29.06	28.40	28.70	27.42	26.55	
FeO _{total}	2.61	2.20	2.19	2.33	1.98	2.32	3.49	2.87	2.65	2.62	2.51	2.30	2.11	2.33	
MnO	0.01	0.05	0.01	0.01	0.05	0.06	0.05	0.04	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.03	
MgO	3.22	3.18	3.23	4.11	3.66	3.48	3.40	2.77	3.27	2.69	2.75	2.79	2.72	3.17	
CaO	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.10	
BaO	0.28	0.26	0.27	0.27	0.22	0.23	0.26	0.25	0.17	0.33	0.32	0.29	0.31	0.29	
Na ₂ O	0.18	0.15	0.15	0.09	0.15	0.16	0.19	0.26	0.18	0.24	0.22	0.22	0.26	0.23	
K ₂ O	10.34	10.38	10.61	10.54	10.14	10.37	9.83	10.36	9.30	10.42	10.47	10.59	10.06	10.26	
H ₂ O*	4.43	4.32	4.35	4.45	4.33	4.46	4.29	4.35	4.20	4.38	4.38	4.42	4.27	4.37	
Total	98.60	96.10	96.86	98.85	95.98	98.99	96.25	97.28	93.04	97.93	97.85	98.57	94.90	97.23	
Si	6.81	6.78	6.80	7.08	6.98	6.92	6.54	6.58	6.95	6.56	6.64	6.65	6.69	6.82	
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	
Al	4.30	4.37	4.32	3.86	4.07	4.17	4.56	4.63	4.12	4.69	4.58	4.59	4.54	4.29	
Fe ²⁺	0.30	0.26	0.25	0.26	0.23	0.26	0.41	0.33	0.32	0.30	0.29	0.26	0.25	0.27	
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.65	0.66	0.66	0.83	0.76	0.70	0.71	0.57	0.70	0.55	0.56	0.56	0.57	0.65	
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
Na	0.05	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05	0.07	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	
K	1.78	1.84	1.87	1.81	1.79	1.78	1.75	1.82	1.69	1.82	1.83	1.83	1.80	1.80	
Mg #	0.69	0.72	0.72	0.76	0.77	0.73	0.63	0.63	0.69	0.65	0.66	0.68	0.70	0.71	

*calculada por estequiometría, mz: matriz, en negrita los puntos analizados en el anexo 15 B.

Anexo 31. Tablas de resultados de análisis químico de anfíboles

Tabla 5a. Análisis representativos de anfíboles cálcicos (normalizados a 22 oxígenos y 2 OH).

Fase:			ANFÍBOLES CÁLCICOS															
Tipo de roca:			metabasitas GSFU								Calcoesquisto							
Muestra: YG-22			YG-15				SR-62				G-102							
Textura: ? ?			Incl alb	Incl alb	mz S ₂	mz S ₂	incl alb	incl alb	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₂	incl alb	sinc S ₂ ----	incl	Ep----	
Nappe: Yaguanabo			Yaguanabo				Río Chiquito				La Sierrita							
SiO ₂	55.04	54.94	54.97	55.26	52.48	54.47	53.70	49.23	52.31	5.09	48.56	54.36	53.21	55.09	54.47	53.04	53.99	
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.10	0.05	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	2.12	0.89	0.97	2.85	3.46	1.76	2.06	5.95	3.10	4.78	5.14	2.46	2.64	1.51	2.86	3.50	1.98	
FeO _{total}	8.56	9.13	9.30	9.64	12.16	11.26	11.30	13.82	11.71	11.71	12.94	11.97	11.42	10.03	10.74	10.59	10.76	
MnO	0.21	0.21	0.29	0.28	0.25	0.23	0.21	0.25	0.22	0.22	0.22	0.00	0.00	0.34	0.26	0.40	0.39	
MgO	19.05	18.17	18.44	17.49	15.04	16.43	16.35	13.66	15.34	16.04	13.03	17.54	16.99	17.59	16.39	15.38	17.00	
CaO	12.13	12.72	12.53	11.81	11.14	11.78	11.75	10.90	11.21	10.38	10.79	12.12	11.99	12.69	11.70	11.01	11.75	
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	0.18	0.22	0.52	1.25	0.75	0.55	0.54	1.48	0.51	0.49	1.20	0.58	0.49	0.32	0.90	1.14	0.70	
K ₂ O	0.05	0.05	0.00	0.00	0.22	0.08	0.13	0.42	0.16	0.18	0.41	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	
H ₂ O*	2.13	2.09	2.10	2.14	2.05	2.08	2.07	2.03	2.03	2.05	1.96	2.14	2.09	2.11	2.10	2.05	2.09	
Total	99.46	98.43	99.12	100.72	97.59	98.65	98.12	97.84	96.63	96.97	94.30	101.2	98.83	99.83	99.43	97.12	98.67	
Si	7.76	7.87	7.84	7.74	7.68	7.85	7.78	7.28	7.72	7.49	7.44	7.63	7.64	7.82	7.76	7.74	7.75	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	0.35	0.15	0.16	0.47	0.60	0.30	0.35	1.04	0.54	0.83	0.93	0.41	0.45	0.25	0.48	0.60	0.34	
Fe ³⁺	0.13	0.09	0.03	0.10	0.13	0.09	0.12	0.27	0.08	0.17	0.13	0.31	0.28	0.09	0.11	0.10	0.21	
Fe ²⁺	0.88	1.01	1.08	1.03	1.36	1.27	1.24	1.44	1.36	1.26	1.53	1.09	1.09	1.10	1.17	1.19	1.08	
Mn	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.04	0.03	0.05	0.05	
Mg	4.00	3.88	3.92	3.65	3.28	3.53	3.53	3.01	3.37	3.51	2.98	3.67	3.64	3.72	3.48	3.35	3.64	
Ca	1.83	1.95	1.92	1.77	1.75	1.82	1.83	1.73	1.77	1.63	1.77	1.82	1.84	1.93	1.79	1.72	1.81	
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.05	0.06	0.14	0.34	0.21	0.15	0.15	0.43	0.15	0.14	0.37	0.16	0.14	0.09	0.25	0.32	0.20	
K	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.08	0.03	0.03	0.08	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	
Mg #	0.82	0.79	0.78	0.78	0.71	0.74	0.74	0.68	0.71	0.74	0.66	0.77	0.77	0.77	0.75	0.74	0.77	
NaA	0.02	0.03	0.13	0.14	0.04	0.03	0.04	0.23	0.03	0.06	0.16	0.09	0.07	0.04	0.07	0.07	0.07	

* calculada por estequiometría, mz:matriz, sic: sincinémático con S₂.

Tabla 5b. Análisis representativos de anfíboles cálcicos (normalizados a 22 oxígenos y 2 OH).

Fase:	ANFÍBOLES CÁLCICOS															
Tipo de roca:	metabasita															
Muestra:	SM-82															
Textura:	bde	grt	bde	grt	mz	mz	mz	mz	bde	grt	bde	grt	mz	mz	mz	mz
Nappe:	Monforte															
SiO ₂	55.99	55.81	55.34	55.69	56.14	53.93	54.53	55.26	55.56	55.11	56.14	52.95	56.18	54.72	54.81	
TiO ₂	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	
Al ₂ O ₃	1.49	1.44	2.65	1.47	0.72	4.38	1.85	0.77	1.04	1.66	0.91	3.53	1.51	0.91	2.00	
FeO	10.37	11.39	11.10	10.92	10.10	11.81	12.53	12.26	10.15	9.71	10.78	13.59	10.51	13.11	11.89	
MnO	0.12	0.08	0.10	0.12	0.25	0.13	0.15	0.17	0.06	0.03	0.14	0.19	0.10	0.23	0.18	
MgO	17.63	16.95	16.38	17.31	17.81	15.50	15.95	16.35	17.89	17.64	17.43	14.91	17.26	15.47	16.15	
CaO	11.59	11.39	11.03	11.61	12.21	10.21	11.47	12.65	11.85	11.66	11.91	11.56	11.45	11.82	11.81	
BaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Na ₂ O	0.67	0.82	0.96	0.71	0.47	1.48	0.62	0.24	0.44	0.77	0.57	0.84	0.88	0.44	0.59	
K ₂ O	0.07	0.08	0.14	0.10	0.06	0.19	0.08	0.04	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.10	
H ₂ O*	2.13	2.12	2.12	2.12	2.12	2.11	2.09	2.09	2.11	2.10	2.12	2.09	2.13	2.07	2.10	
Total	100.07	100.09	99.85	100.07	99.90	99.79	99.30	99.83	99.19	98.75	100.08	99.75	100.10	98.88	99.64	
Si	7.90	7.90	7.85	7.88	7.94	7.66	7.84	7.91	7.91	7.86	7.94	7.61	7.92	7.93	7.83	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	0.25	0.24	0.44	0.25	0.12	0.73	0.31	0.13	0.17	0.28	0.15	0.60	0.25	0.15	0.34	
Fe ₃₊	0.08	0.10	0.06	0.11	0.07	0.19	0.10	0.06	0.07	0.12	0.06	0.23	0.08	0.05	0.08	
Fe ²⁺	1.15	1.25	1.26	1.18	1.13	1.21	1.40	1.41	1.14	1.03	1.21	1.40	1.16	1.54	1.34	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	
Mg	3.71	3.58	3.46	3.65	3.76	3.28	3.42	3.49	3.80	3.75	3.68	3.20	3.63	3.34	3.44	
Ca	1.75	1.73	1.67	1.76	1.85	1.55	1.77	1.94	1.81	1.78	1.80	1.78	1.73	1.84	1.81	
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.18	0.23	0.26	0.20	0.13	0.41	0.17	0.07	0.12	0.21	0.16	0.23	0.24	0.13	0.16	
K	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	
NaA	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.06	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.08	0.03	0.02	0.03	

* calculada por estequiometría, mz: matriz, bde grt: borde del granate

Tabla 5c. Análisis representativos de anfíboles sódicos (normalizados a 22 oxígenos y 2 OH).

Fase: ANFÍBOLES SÓDICOS
 Tipo de roca: metabasita
 Muestra: SM-82
 Textura:----- incl en grt-----
 Nappe: Monforte

SiO ₂	57.76	57.98	57.68	58.08
TiO ₂	0.05	0.05	0.03	0.07
Al ₂ O ₃	9.73	10.41	9.58	10.52
FeO _{total}	12.36	12.12	12.23	12.04
MnO	0.08	0.08	0.03	0.03
MgO	10.61	10.03	10.70	9.93
CaO	2.46	1.44	2.55	1.16
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	5.27	5.84	5.30	5.89
K ₂ O	0.06	0.05	0.04	0.02
H ₂ O*	2.17	2.17	2.17	2.17
Total	100.56	100.17	100.29	99.92
Si	7.96	7.99	7.97	8.01
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01
Al	1.58	1.69	1.56	1.71
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.43	1.40	1.41	1.39
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	2.18	2.06	2.20	2.04
Ca	0.36	0.21	0.38	0.17
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.41	1.56	1.42	1.58
K	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg #	0.60	0.60	0.61	0.60

* calculada por estequiometría

Anexo 32. Tablas de resultados de análisis químico de granates

Tabla 6a. Análisis representativos de granates (normalizados a 12 oxígenos).

Fase:	GRANATE											
Tipo de roca:	metabasita											
Muestra:	SM-82											
Textura:	borde	borde	centro	centro	centro	centro	borde	centro	centro	centro	centro	
Nappe:	Monforte											
SiO ₂	35.23	37.57	37.80	37.10	37.69	36.65	37.61	37.78	37.50	37.84	37.78	
TiO ₂	0.10	0.12	0.13	0.18	0.12	0.17	0.17	0.10	0.12	0.15	0.12	
Al ₂ O ₃	18.93	21.03	20.97	20.63	21.18	20.27	20.94	20.95	20.99	21.16	21.01	
FeO	26.86	27.72	28.07	28.41	27.98	28.33	28.20	28.12	28.75	29.46	28.79	
MnO	0.54	0.56	0.76	1.55	0.59	0.93	0.96	0.81	0.81	1.02	0.83	
MgO	2.14	2.11	1.91	1.61	2.06	1.91	1.86	1.96	1.94	1.92	1.97	
CaO	10.75	11.43	11.46	10.72	11.14	11.00	11.17	11.18	10.89	10.17	10.80	
Total	94.64	100.57	101.16	100.23	100.79	99.33	100.93	100.96	101.04	101.76	101.33	
Si	2.96	2.96	2.97	2.95	2.97	2.94	2.96	2.97	2.95	2.96	2.96	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Al	1.87	1.95	1.94	1.93	1.96	1.91	1.94	1.94	1.95	1.95	1.94	
Fe ³⁺	0.22	0.12	0.12	0.15	0.09	0.21	0.12	0.11	0.14	0.11	0.12	
Fe ²⁺	1.67	1.71	1.73	1.74	1.75	1.69	1.74	1.74	1.75	1.82	1.77	
Mn	0.04	0.04	0.05	0.10	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.07	0.05	
Mg	0.27	0.25	0.22	0.19	0.24	0.23	0.22	0.23	0.23	0.22	0.23	
Ca	0.97	0.96	0.96	0.91	0.94	0.94	0.94	0.94	0.92	0.85	0.91	
Mg #	0.14	0.13	0.11	0.10	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.11	0.12	

Tabla 6b. Análisis representativos de granates (normalizados a 12 oxígenos).

Fase:		GRANATE															
Tipo de roca:		calcoesquisto										esquisto cuarzo micáceo					
Muestra:		CP-73										SM-45					
Textura:		centro	borde	borde	centro	borde	borde	centro	borde	borde	centro	borde	centro	borde	centro	centro	centro
Nappe:		Monforte										La Sierrira					
SiO ₂	37.20	37.16	37.59	37.59	38.08	37.67	37.69	37.29	38.12	37.89	37.57	36.90	36.73	33.18	36.73	35.83	36.39
TiO ₂	0.10	0.15	0.20	0.22	0.08	0.10	0.12	0.08	0.05	0.13	0.18	0.13	0.12	0.12	0.13	0.53	0.33
Al ₂ O ₃	20.67	20.86	20.94	20.97	21.29	21.12	21.14	20.78	20.95	21.29	21.09	20.67	20.58	18.23	20.58	20.16	20.29
FeO _{total}	22.18	29.04	27.80	27.69	27.40	26.80	26.57	23.12	22.37	27.74	26.57	23.45	17.86	21.27	18.68	16.21	15.82
MnO	1.92	1.18	1.21	1.14	0.68	1.10	1.06	0.89	1.89	0.56	0.74	11.80	20.41	10.87	19.42	23.60	19.74
MgO	1.61	2.95	2.54	2.67	2.85	2.24	2.21	0.45	0.96	2.72	2.72	0.48	0.27	0.40	0.28	0.28	0.30
CaO	14.16	8.16	9.79	9.72	9.79	10.89	10.93	16.02	15.68	9.89	10.47	7.50	5.04	6.35	5.41	3.37	7.35
Total	97.91	99.54	100.18	100.08	100.27	99.97	99.79	98.70	100.08	100.28	99.40	100.97	101.05	90.46	101.28	100.06	100.25
Si	2.99	2.96	2.97	2.97	3.00	2.98	2.99	2.99	3.01	2.99	2.98	2.96	2.96	2.98	2.96	2.93	2.94
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02
Al	1.96	1.96	1.95	1.96	1.98	1.97	1.97	1.96	1.95	1.98	1.97	1.95	1.96	1.93	1.95	1.95	1.94
Fe ³⁺	0.06	0.11	0.09	0.08	0.03	0.06	0.05	0.06	0.04	0.04	0.06	0.12	0.11	0.11	0.13	0.13	0.14
Fe ²⁺	1.44	1.83	1.75	1.75	1.78	1.71	1.71	1.49	1.43	1.78	1.71	1.46	1.10	1.48	1.13	0.98	0.93
Mn	0.13	0.08	0.08	0.08	0.05	0.07	0.07	0.06	0.13	0.04	0.05	0.80	1.40	0.83	1.32	1.64	1.35
Mg	0.19	0.35	0.30	0.31	0.33	0.26	0.26	0.05	0.11	0.32	0.32	0.06	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04
Ca	1.22	0.70	0.83	0.82	0.83	0.92	0.93	1.38	1.32	0.84	0.89	0.64	0.44	0.61	0.47	0.30	0.64
Mg #	0.12	0.16	0.15	0.15	0.16	0.13	0.13	0.03	0.07	0.15	0.16	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04

Anexo 33. Tablas de resultados de análisis químico de clorita

Tabla 7a. Análisis representativos de cloritas (normalizados a 20 oxígenos y 16 OH).

CLORITA											
Fase:				metabasitas GSFU							
Tipo de roca:				YG-15				YG-22			
Muestra: SR-62				YG-15				YG-22			
Textura:				-----matriz S ₂ -----							
Nappe: Río chiquito				Yaguanabo				Yaguanabo			
SiO ₂	27.15	27.15	26.72	27.62	28.70	29.04	27.06	28.94	28.11	27.17	27.51
Al ₂ O ₃	19.67	19.22	19.16	21.67	21.70	19.53	19.74	18.78	19.74	20.33	19.67
FeO _{total}	19.62	19.50	19.45	18.45	18.21	17.55	18.46	16.39	16.81	16.84	16.40
MnO	0.22	0.23	0.25	0.25	0.00	0.00	0.32	0.22	0.22	0.22	0.26
MgO	18.46	17.78	18.56	20.56	21.18	20.68	19.24	20.16	20.58	21.21	20.40
H ₂ O*	11.43	11.27	11.28	11.98	12.21	11.87	11.46	11.62	11.68	11.68	11.51
Total	96.79	95.48	95.64	100.54	102.01	99.21	96.73	96.71	97.53	97.58	95.97
Si	5.70	5.78	5.68	5.53	5.64	5.87	5.66	5.98	5.77	5.58	5.73
Al	4.87	4.82	4.80	5.11	5.02	4.65	4.87	4.57	4.78	4.92	4.83
Fe ²⁺	3.44	3.47	3.46	3.09	2.99	2.97	3.23	2.83	2.89	2.89	2.86
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05
Mg	5.78	5.64	5.88	6.14	6.20	6.23	6.00	6.21	6.30	6.50	6.34
Mg #	0.63	0.62	0.63	0.67	0.67	0.68	0.65	0.69	0.69	0.69	0.69

* calculada por estequiometría

Tabla 7b. Análisis representativos de cloritas (normalizados a 20 oxígenos y 16 OH).

Fase:	CLORITA																
Tipo de roca:	metabasita																
Muestra:	SM-82																
Textura:	RG	RG	RG	borde	RG	RG	borde	matriz	matriz	matriz	RG	matriz	RG	RG	RG	RG	RG
Nappe:	Monforte																
SiO ₂	26.89	26.21	26.76	26.81	25.93	26.31	26.08	26.38	26.53	26.81	26.53	26.57	26.23	26.14	27.06	26.31	25.78
Al ₂ O ₃	19.25	19.97	18.89	18.65	20.71	19.99	19.52	18.40	19.56	19.35	19.59	19.27	20.10	19.86	19.46	19.23	19.99
FeO _{total}	24.89	25.56	24.11	24.93	25.16	25.06	24.89	27.03	25.32	24.66	25.01	24.93	25.02	25.42	24.67	25.28	25.43
MnO	0.41	0.43	0.40	0.43	0.41	0.39	0.44	0.44	0.44	0.39	0.37	0.39	0.40	0.44	0.39	0.41	0.41
MgO	15.67	15.34	16.14	16.22	15.47	15.80	15.52	14.71	15.70	15.99	15.80	16.00	15.39	15.65	16.14	15.75	15.44
H ₂ O*	11.38	11.36	11.30	11.32	11.40	11.39	11.23	11.19	11.37	11.38	11.36	11.34	11.34	11.36	11.44	11.29	11.29
Total	98.93	99.08	97.99	98.54	99.21	99.10	97.86	98.40	99.04	98.76	98.78	98.61	98.68	99.01	99.22	98.40	98.48
Si	5.67	5.54	5.68	5.68	5.46	5.54	5.57	5.66	5.60	5.65	5.60	5.62	5.55	5.52	5.67	5.59	5.48
Al	4.78	4.97	4.73	4.66	5.14	4.96	4.91	4.65	4.86	4.81	4.88	4.81	5.01	4.94	4.81	4.82	5.01
Fe ²⁺	4.39	4.52	4.28	4.41	4.43	4.41	4.44	4.77	4.47	4.35	4.42	4.41	4.43	4.47	4.33	4.48	4.45
Mn	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07
Mg	4.93	4.83	5.11	5.12	4.85	4.96	4.94	4.70	4.94	5.02	4.97	5.05	4.85	4.93	5.04	4.99	4.89
Mg #	0.53	0.52	0.54	0.54	0.52	0.53	0.53	0.50	0.53	0.54	0.53	0.53	0.52	0.52	0.54	0.53	0.52

* calculada por estequiometría

RG: reemplazando grt

Tabla 7c. Análisis representativos de cloritas (normalizados a 20 oxígenos y 16 OH).

Fase:											CLORITA						
Tipo de roca:											metapelitas						
Muestra:											Sbp-74						
Textura: mz S ₂ mz S ₂ mz S ₂ -----mz S ₃ -----																	
Nappe:											Monforte						
Río Chiquito																	
SiO ₂	26.89	26.27	26.81	27.08	27.45	26.72	26.96	26.61	26.33	28.05	26.04	26.01	26.19	25.97	25.93	25.52	27.19
Al ₂ O ₃	20.37	20.97	20.52	20.35	19.25	20.46	20.03	20.97	20.71	18.93	21.01	21.12	21.24	21.43	20.73	21.28	20.39
FeO _{total}	21.63	22.23	21.47	21.42	21.36	21.64	21.70	21.70	21.86	20.33	23.36	22.53	22.59	22.85	22.84	22.29	20.29
MnO	0.25	0.23	0.21	0.19	0.23	0.21	0.19	0.23	0.21	0.22	0.53	0.32	0.37	0.28	0.46	0.27	0.26
MgO	18.16	17.68	17.66	17.93	18.41	17.53	18.16	17.79	17.84	16.83	16.32	16.72	16.37	16.55	16.70	16.96	17.84
H ₂ O	11.59	11.55	11.52	11.57	11.52	11.50	11.54	11.59	11.52	11.34	11.45	11.45	11.45	11.48	11.39	11.39	11.51
Total	99.05	99.04	98.33	98.70	98.32	98.25	98.63	99.04	98.60	96.44	98.78	98.42	98.30	98.70	98.11	97.84	97.61
Si	5.57	5.45	5.58	5.61	5.71	5.58	5.60	5.51	5.48	5.93	5.46	5.45	5.49	5.43	5.46	5.38	5.67
Al	4.97	5.13	5.04	4.97	4.72	5.03	4.91	5.12	5.08	4.72	5.19	5.21	5.25	5.28	5.15	5.28	5.01
Fe ²⁺	3.74	3.86	3.74	3.71	3.72	3.78	3.77	3.76	3.81	3.60	4.09	3.95	3.96	3.99	4.02	3.93	3.54
Mn	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.09	0.06	0.07	0.05	0.08	0.05	0.05
Mg	5.60	5.47	5.48	5.54	5.71	5.45	5.63	5.49	5.54	5.31	5.10	5.22	5.11	5.16	5.24	5.33	5.54
Mg #	0.60	0.59	0.59	0.60	0.61	0.59	0.60	0.59	0.59	0.60	0.55	0.57	0.56	0.56	0.57	0.58	0.61

* calculada por estequiometría

mz: matriz

Tabla 7d. Análisis representativos de cloritas (normalizados a 20 oxígenos y 16 OH).

Fase:	CLORITA									
Tipo de roca:	esquisto cuarzo micáceo									
Muestra:	SM-45									
Textura:	-----matriz S ₂ -----									
Nappe:	La Sierrita									
SiO ₂	27.90	26.96	26.93	26.68	27.92	27.53	27.34	29.37	29.42	27.36
Al ₂ O ₃	21.11	21.62	21.43	21.73	21.79	21.84	21.41	22.50	21.90	21.75
FeO _{total}	18.41	19.30	19.26	19.23	18.86	18.68	22.31	17.14	16.53	18.90
MnO	1.02	1.01	0.79	0.83	0.84	0.84	0.77	0.80	0.79	1.01
MgO	18.31	17.93	18.94	18.97	17.30	17.73	13.86	17.13	16.86	17.23
H ₂ O*	11.74	11.65	11.73	11.73	11.75	11.71	11.43	11.97	11.83	11.62
Total	98.91	98.65	99.19	99.20	98.96	98.56	98.14	99.51	98.28	98.06
Si	5.70	5.55	5.51	5.46	5.70	5.64	5.74	5.89	5.96	5.65
Al	5.08	5.24	5.17	5.24	5.24	5.27	5.29	5.32	5.23	5.29
Fe ²⁺	3.15	3.32	3.29	3.29	3.22	3.20	3.91	2.87	2.80	3.26
Mn	0.18	0.18	0.14	0.14	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.18
Mg	5.58	5.50	5.78	5.79	5.27	5.41	4.34	5.12	5.10	5.30
Mg #	0.64	0.62	0.64	0.64	0.62	0.63	0.53	0.64	0.65	0.62

* calculada por estequiometría

Tabla 7e. Análisis representativos de cloritas (normalizados a 20 oxígenos y 16 OH) .

CLORITA											
Fase:	calcoesquistos										
Tipo de roca:											
Muestra:	YG-17b					G-103		G-102			
Textura:	-----matriz S ₂ -----					Incl alb	Incl alb	-----matriz S ₂ -----			
Nappe:	Yaguanabo					La Sierrita		La Sierrita			
SiO ₂	26.68	26.14	26.53	26.42	26.55	27.25	28.84	28.02	27.24	28.61	27.19
Al ₂ O ₃	19.93	20.41	20.12	19.69	19.97	20.97	20.36	19.60	20.32	18.89	20.87
FeO _{total}	23.80	24.39	24.03	24.04	24.01	17.56	16.77	20.56	21.20	20.54	21.40
MnO	0.27	0.31	0.30	0.25	0.27	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	16.91	16.30	16.98	17.20	16.77	22.10	22.71	19.14	18.83	18.65	18.49
H ₂ O*	11.49	11.44	11.51	11.48	11.48	12.04	12.13	11.71	11.67	11.67	11.71
Total	99.25	99.15	99.56	99.21	99.28	100.66	100.81	99.24	99.25	99.03	99.66
Si	5.57	5.48	5.53	5.52	5.55	5.43	5.70	5.74	5.60	5.88	5.57
Al	4.91	5.04	4.94	4.85	4.92	4.93	4.75	4.73	4.92	4.58	5.04
Fe ²⁺	4.16	4.28	4.18	4.10	4.18	2.67	2.77	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.00	3.52	3.65	3.53	3.66
Mg	5.26	5.10	5.27	5.36	5.22	6.57	6.70	5.85	5.77	5.72	5.65
Mg #	0.56	0.54	0.56	0.57	0.56	0.71	0.71	0.62	0.61	0.62	0.61

* calculada por estequiometría

Anexo 34. Tablas de resultados de análisis químico de biotita

Tabla 8a. Análisis representativos de biotita (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH).

Fase:	BIOTITA							
Tipo de roca:	calcoesquisto							
Muestra:	YG-17b							
Textura:	-----matriz S ₂ -----							
Nappe:	Yaguanabo							
SiO ₂	35.04	35.64	32.77	37.18	35.13	36.84	35.90	28.41
TiO ₂	0.10	1.18	1.10	1.25	1.20	1.23	1.10	0.00
Al ₂ O ₃	15.34	14.44	13.49	15.25	14.78	15.30	14.98	18.52
FeO _{total}	16.51	15.82	15.27	16.85	16.54	17.17	17.87	17.23
MnO	0.17	0.12	0.17	0.12	0.12	0.13	0.13	0.17
MgO	11.89	11.09	9.92	11.86	10.96	11.41	10.78	11.89
Na ₂ O	0.26	0.09	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12
K ₂ O	2.29	8.22	6.71	8.64	6.99	7.73	7.35	0.90
H ₂ O*	3.58	3.65	3.37	3.84	3.64	3.81	3.72	3.40
Total	85.79	90.45	83.33	95.31	90.09	94.24	92.49	82.55
Si	5.87	5.85	5.84	5.81	5.78	5.81	5.79	5.02
Ti	0.01	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.13	0.00
Al	3.03	2.79	2.83	2.81	2.87	2.84	2.85	3.85
Fe ²⁺	2.31	2.17	2.27	2.20	2.28	2.26	2.41	2.54
Mn	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Mg	2.97	2.72	2.63	2.76	2.69	2.68	2.59	3.13
Na	0.08	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
K	0.49	1.72	1.52	1.72	1.47	1.55	1.51	0.20
Mg #	0.56	0.56	0.54	0.56	0.54	0.54	0.52	0.55

* calculada por estequiometría

Tabla 8b. Análisis representativos de biotita (normalizados a 20 oxígenos y 4 OH).

Fase:		BIOTITA														
Tipo de roca:		metabasitas														
Muestra		SR-62								YG-22						
Textura:		-----matriz S ₂ -----								-----						
Nappe:		Río Chiquito								Yaguanabo						
SiO ₂	29.14	29.59	32.86	30.49	32.52	32.24	31.04	29.59	38.34	37.91	37.91	38.34	35.04	35.00	38.23	
TiO ₂	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	1.00	0.83	0.93	1.00	0.70	0.55	0.95	
Al ₂ O ₃	18.99	18.63	15.87	14.98	16.82	15.81	18.38	18.46	14.79	14.78	14.93	15.04	16.08	16.89	14.91	
FeO _{total}	18.59	18.41	16.09	15.35	16.80	17.08	17.48	17.84	12.65	12.81	12.43	12.49	13.46	14.10	12.65	
MnO	0.19	0.25	0.18	0.17	0.18	0.22	0.21	0.21	0.13	0.12	0.14	0.13	0.17	0.17	0.10	
MgO	16.77	17.45	17.49	16.33	17.45	19.15	17.15	17.98	14.68	14.58	14.66	14.54	16.17	17.00	14.84	
Na ₂ O	0.11	0.09	0.20	0.20	0.15	0.09	0.12	0.05	0.15	0.15	0.13	0.15	0.09	0.09	0.09	
K ₂ O	0.64	0.84	1.45	1.59	1.49	1.04	0.90	0.86	7.93	8.24	7.17	7.47	5.52	5.12	8.14	
H ₂ O*	0.64	0.84	1.45	1.59	1.49	1.04	0.90	0.86	3.89	3.86	3.85	3.88	3.79	3.86	3.89	
Total	88.30	89.21	88.41	82.94	89.52	89.73	89.19	88.82	94.01	93.76	92.70	93.57	91.45	92.95	94.18	
Si	4.81	4.83	5.35	5.30	5.24	5.19	5.03	4.84	5.92	5.89	5.90	5.92	5.54	5.44	5.89	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.10	0.11	0.12	0.08	0.06	0.11	
Al	3.69	3.59	3.04	3.07	3.19	3.00	3.51	3.56	2.69	2.70	2.74	2.74	3.00	3.10	2.71	
Fe ²⁺	2.57	2.52	2.19	2.23	2.26	2.30	2.37	2.44	1.63	1.66	1.62	1.61	1.78	1.83	1.63	
Mn	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	
Mg	4.12	4.25	4.24	4.24	4.19	4.60	4.14	4.38	3.38	3.38	3.40	3.35	3.81	3.94	3.41	
Na	0.03	0.03	0.06	0.07	0.05	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	
K	0.13	0.18	0.30	0.35	0.31	0.21	0.19	0.18	1.56	1.63	1.42	1.47	1.11	1.02	1.60	
Mg #	0.62	0.63	0.66	0.65	0.65	0.67	0.64	0.64	0.67	0.67	0.68	0.67	0.68	0.68	0.68	

* calculada por estequiometría

Anexo 35. Tablas de resultados de análisis químico de feldespatos

Tabla 9a. Análisis representativos de feldespatos (normalizados a 8 oxígenos) .

Fase:	PLAGIOCLASA											-FK--					
Tipo de roca:	metapelita											calcoesquisto					
Muestra:	SR-65											G-102	CP-73	YG-17b			
Textura:	borde	borde	borde	borde	borde	centro	mz S ₃	mz S ₂	mz S ₂	mz S ₃	mz S ₃	La Sierrita		Monforte		Yaguanabo	
Nappe:	Río Chiquito											La Sierrita		Monforte		Yaguanabo	
SiO ₂	68.89	68.22	68.14	67.41	67.94	68.44	68.05	68.89	68.89	68.69	68.74	67.56	66.10	67.86	68.71	69.16	63.71
Al ₂ O ₃	19.52	19.35	19.71	19.78	19.56	19.25	19.56	19.37	19.37	19.50	19.37	20.40	19.54	19.14	19.48	19.37	17.74
FeO _{total}	0.05	0.10	0.17	0.22	0.18	0.12	0.09	0.08	0.08	0.05	0.05	0.00	0.39	0.09	0.42	0.05	0.41
MnO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	0.11	0.06	0.42	0.77	0.49	0.14	0.39	0.13	0.13	0.25	0.10	0.00	0.22	0.08	0.08	0.07	0.01
BaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Na ₂ O	11.88	11.94	11.61	11.31	11.51	11.65	11.53	11.93	11.93	11.78	11.89	12.03	11.31	12.00	11.75	11.96	0.20
K ₂ O	0.06	0.08	0.08	0.10	0.10	0.11	0.10	0.13	0.13	0.08	0.10	0.00	0.00	0.08	0.07	0.11	16.27
Total	100.52	99.77	100.12	99.60	99.80	99.73	99.71	100.53	100.53	100.38	100.25	99.99	97.57	99.27	100.53	100.80	98.41
Si	2.99	2.99	2.98	2.96	2.98	3.00	2.98	3.00	3.00	2.99	3.00	2.96	2.96	2.99	2.99	3.00	3.00
Al	1.00	1.00	1.01	1.03	1.01	0.99	1.01	0.99	0.99	1.00	1.00	1.05	1.03	0.99	1.00	0.99	0.98
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.00	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.00	1.02	0.98	0.96	0.98	0.99	0.98	1.01	1.01	0.99	1.01	1.02	0.98	1.03	0.99	1.01	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.98

mz: matriz, FK: Feldespato potásico

Tabla 9b. Análisis representativos de feldespatos (normalizados a 8 oxígenos) .

Fase:	PLAGIOCLASA												
Tipo de roca:	metapelita												
Muestra:	Sbp-74												
Textura:													
Nappe:	Monforte												
SiO ₂	67.65	67.79	67.79	65.74	67.35	67.65	67.52	68.16	68.14	68.03	68.07	66.64	67.69
Al ₂ O ₃	19.06	19.20	19.12	18.91	18.86	18.65	19.08	19.54	19.25	19.16	19.31	18.88	18.99
FeO	0.13	0.09	0.09	0.18	0.10	0.10	0.09	0.26	0.23	0.04	0.06	0.27	0.05
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	0.17	0.18	0.13	0.59	0.13	0.11	0.18	0.48	0.20	0.13	0.14	0.32	0.10
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	11.74	11.81	11.89	10.84	11.82	11.75	11.82	11.61	11.59	11.84	11.78	11.46	11.63
K ₂ O	0.10	0.11	0.07	0.11	0.10	0.10	0.08	0.08	0.10	0.08	0.11	0.11	0.08
Total	98.84	99.18	99.09	96.39	98.37	98.39	98.82	100.20	99.51	99.28	99.48	97.77	98.54
Si	2.99	2.99	2.99	2.98	3.00	3.01	2.99	2.98	2.99	3.00	2.99	2.98	3.00
Al	0.99	1.00	0.99	1.01	0.99	0.98	1.00	1.01	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.01	1.01	1.02	0.95	1.02	1.01	1.02	0.98	0.99	1.01	1.00	0.99	1.00
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00

Tabla 9c. Análisis representativos de feldespatos (normalizados a 8 oxígenos) .

Fase:		PLAGIOCLASA									
Tipo de roca:		metabasita									
Muestra:		YG-15					SM-82				
Textura:											
Nappe:		Yaguanabo					Monforte				
SiO ₂	67.22	67.78	67.59	68.34	66.04	66.98	68.93	68.16	68.52	68.71	68.57
Al ₂ O ₃	19.63	19.57	19.48	19.64	19.50	18.16	19.33	19.14	19.57	19.33	19.44
FeO _{total}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.68	0.09	0.30	0.17	0.39	0.23
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	0.17	0.14	0.23	0.00	0.00	1.20	0.04	0.10	0.34	0.14	0.15
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	11.99	12.20	11.52	12.06	11.49	10.93	11.98	12.10	12.00	12.00	12.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07
Total	99.02	99.69	98.81	100.04	97.30	99.68	100.46	99.88	100.71	100.64	100.48
Si	2.97	2.98	2.99	2.99	2.97	2.95	3.00	2.99	2.98	2.99	2.99
Al	1.02	1.01	1.01	1.01	1.03	0.94	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.03	1.04	0.99	1.02	1.00	0.93	1.01	1.03	1.01	1.01	1.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabla 9d. Análisis representativos de feldespatos (normalizados a 8 oxígenos) .

Fase:	PLAGIOCLASA															
Tipo de roca:	metabasita															
Muestra:	YG-22				SR-62											
Textura:	centro	matriz	borde	centro	centro	centro	mz S ₂	centro	borde	borde	borde	centro	borde	borde	borde	centro
Nappe:	La Sierrita				Río Chiquito											
SiO ₂	68.09	67.71	67.88	67.05	66.55	65.53	67.58	67.41	67.82	67.11	67.09	67.67	67.45	68.01	68.01	67.00
Al ₂ O ₃	19.27	19.37	18.86	19.12	18.89	18.33	19.52	19.12	19.52	19.01	18.93	19.39	19.33	19.39	19.57	18.97
FeO	0.04	0.13	0.26	0.23	0.21	0.50	0.30	0.12	0.21	0.17	0.35	0.17	0.21	0.12	0.09	0.03
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00
CaO	0.07	0.28	0.34	0.11	0.15	0.10	0.34	0.11	0.15	0.22	0.43	0.18	0.21	0.24	0.46	0.21
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	11.77	11.75	11.71	11.73	11.51	11.57	12.05	11.84	11.97	11.58	11.00	11.84	11.62	11.77	11.61	11.70
K ₂ O	0.12	0.08	0.10	0.22	0.20	0.18	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.19	0.08	0.10	0.11	0.08
Total	99.36	99.34	99.47	98.49	97.56	96.23	99.88	98.68	99.77	98.24	98.21	99.45	99.00	99.63	99.92	98.02
Si	3.00	2.98	2.99	2.98	2.99	2.99	2.97	2.99	2.98	2.99	2.99	2.98	2.98	2.99	2.98	2.99
Al	1.00	1.01	0.98	1.00	1.00	0.98	1.01	1.00	1.01	1.00	0.99	1.01	1.01	1.00	1.01	1.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.02	1.03	1.02	1.02	1.00	0.95	1.01	1.00	1.00	0.99	1.01
K	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00

Anexo 36. Tablas de resultados de análisis químico de epidotas

Tabla 10a. Análisis representativos de epidotas (normalizados a 12 oxígenos y 1 OH).

Fase:				EPIDOTA															
Tipo de roca: calcoesquistos				metapelitas					metabasitas										
Muestra: G-102 YG-17b --- Sbp-74-----				SR-65					-----SM-82-----					YG-22-----		YG-15-----			
Textura: borde borde centro				-----matriz S ₂ -----					matriz incl grt---			borde grt-		---Incl alb--		Incl alb		Incl alb borde	
Centro																			
Nappe: La Sierrita----- Ybo				Monforte		Río Chiquito			Monforte				Yaguanabo				Yaguanabo		
SiO ₂	36.77	36.76	38.12	38.51	37.78	38.79	38.74	38.46	38.10	38.08	37.37	38.68	37.89	37.59	38.65	38.51	37.97		
TiO ₂	0.00	0.00	0.12	0.03	0.05	0.05	0.13	0.12	0.05	0.10	0.17	0.08	0.00	0.05	0.00	0.27	0.44		
Al ₂ O ₃	24.89	26.10	24.15	28.42	24.79	27.96	27.59	26.83	25.94	27.34	25.60	26.60	25.04	25.38	31.04	31.51	25.92		
FeO _{total}	10.12	8.29	11.27	5.60	9.56	6.39	6.82	7.05	8.74	6.95	8.22	7.77	9.76	8.68	3.68	2.15	8.97		
MnO	0.00	0.00	0.14	0.06	0.09	0.09	0.05	0.15	0.12	0.04	0.05	0.09	0.17	0.22	0.00	0.00	0.00		
MgO	0.00	0.00	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.07	0.03	0.05	0.20	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00		
CaO	23.99	23.96	23.27	23.65	23.38	23.95	23.87	23.94	23.53	23.90	23.48	23.72	23.53	23.23	24.61	25.60	24.68		
BaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
H ₂ O*	1.87	1.87	1.90	1.92	1.88	1.93	1.93	1.91	1.90	1.91	1.87	1.92	1.89	1.87	1.96	1.96	1.92		
Total	97.64	96.98	99.07	98.32	97.63	99.24	99.19	98.56	98.48	98.43	96.98	99.10	98.37	97.07	99.93	100.00	99.90		
Si	2.95	2.95	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.02	3.00	2.99	3.00	3.02	3.00	3.01	2.96	2.95	2.96		
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03		
Al	2.35	2.47	2.25	2.62	2.33	2.56	2.53	2.48	2.41	2.53	2.42	2.45	2.34	2.39	2.80	2.84	2.39		
Fe ³⁺	0.68	0.56	0.74	0.37	0.64	0.42	0.44	0.46	0.58	0.46	0.55	0.51	0.65	0.58	0.24	0.14	0.59		
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00		
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
Ca	2.06	2.06	1.97	1.98	2.00	1.99	1.99	2.01	1.99	2.01	2.02	1.98	2.00	1.99	2.02	2.10	2.06		
Ba	0.00	0.00	0.00	0.001	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		

* calculada por estequiometría